

TS 91/GRE1/0146  
double

TS 91/GRE1/0146  
DOUBLE *sep*



# THESE

PRESENTEE PAR

**El Mehdi MANSOUR**

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR DE

**L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I**

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

(SPECIALITE: Géologie appliquée)

---

**THERMOCHRONOLOGIE PAR LA METHODE  
DES TRACES DE FISSION DANS L'APATITE.  
APPLICATION AUX MASSIFS DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR  
(ALPES OCCIDENTALES) ET DES JEBILET (MESETA MAROCAINE)**

---

Date de soutenance: 26 novembre 1991

## Composition du jury:

MM.	Jacques PERRIAUX	Président	Professeur émérite, UJF, Grenoble
	Jean-Louis TANE	Directeur de thèse	Maître de conférences, UJF, Grenoble
	Giulio BIGAZZI	Rapporteur	Directeur de recherche, Pise, Italie
	André MICHARD	Rapporteur	Professeur, ENS, Paris
	Serge BOGDANOFF	Examineur	Maître de conférences, U.Paris Sud
	Arnaud PECHER	Examineur	Professeur, UJF, Grenoble
	Gérard POUPEAU	Examineur	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble

Thèse préparée au sein du laboratoire de Géophysique Nucléaire





**THESE**

PRESENTEE PAR

**El Mehdi MANSOUR**

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR DE

**L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I**

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

(SPECIALITE: Géologie appliquée)

---

**THERMOCHRONOLOGIE PAR LA METHODE  
DES TRACES DE FISSION DANS L'APATITE.  
APPLICATION AUX MASSIFS DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR  
(ALPES OCCIDENTALES) ET DES JEBILET (MESETA MAROCAINE)**

---

Date de soutenance: 26 novembre 1991

Composition du jury:

MM.	Jacques PERRIAUX	Président	Professeur émérite, UJF, Grenoble
	Jean-Louis TANE	Directeur de thèse	Maître de conférences, UJF, Grenoble
	Giulio BIGAZZI	Rapporteur	Directeur de recherche, Pise, Italie
	André MICHARD	Rapporteur	Professeur, ENS, Paris
	Serge BOGDANOFF	Examineur	Maître de conférences, U.Paris Sud
	Arnaud PECHER	Examineur	Professeur, UJF, Grenoble
	Gérard POUPEAU	Examineur	Chargé de recherche, CNRS, Grenoble

Thèse préparée au sein du laboratoire de Géophysique Nucléaire





## AVANT PROPOS

Je voudrais exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation et à l'aboutissement de ce Mémoire.

Tout d'abord je tiens à remercier Mrs. Abdelhamid Douadi et Driss El Khiari, précédent et actuel Doyens de la Faculté des Sciences Ain Chok de Casablanca (Université Hassan II), qui m'ont donné la possibilité de venir préparer un doctorat à l'Université Joseph Fourier.

J'exprime ma gratitude envers les Professeurs C. Kerckhove et A. Pêcher, précédent et actuel Directeurs de l'Institut Dolomieu, ainsi qu'au Professeur G. Mascle, Directeur du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS), pour m'avoir accueilli au sein de l'Institut et donné les possibilités d'accomplir cette étude.

Je souhaite exprimer mes plus sincères remerciements à tous les membres qui composent ce jury de ce travail et ont accepté de le juger:

Mr. le Professeur J. Perriaux, Président du jury, Professeur Emérite à l'Université Joseph Fourier,

Mr. J.L. Tane, Maître de conférence à l'Institut Dolomieu, Directeur de cette thèse,

Mr. G. Bigazzi, Directeur de Recherche à l'Institut de Géochronologie de Pise,

Mr. le Professeur A. Michard, de l'Ecole Normale Supérieure de Paris,

Mr. S. Bogdanoff, Maître de Conférence à l'Université Paris-Sud,

Mr. le Professeur A. Pêcher, Professeur à l'UJF,

Mr. G. Poupeau, Chargé de Recherche au CNRS.

Je remercie tout particulièrement J.L. Tane, mon Directeur de thèse, du soutien qu'il m'a constamment apporté tout au long de ce travail.

Je tiens à adresser mes vifs remerciements à Mr. G. Poupeau qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a fait bénéficier de sa longue expérience dans le domaine des traces de fission, ainsi que pour les échanges d'idées et les discussions que nous avons partagés et sans qui ce travail n'aurait pas vu le jour.

Je suis reconnaissant à Mrs. S. Bogdanoff et A. Michard ainsi qu'à Mrs. H. Malusky, Directeur de Recherche au CNRS à Montpellier (USTM) et G. Ménard, Chargé de Recherche au CNRS (Université de Chambéry), pour les discussions que nous avons eues et les conseils qu'ils m'ont prodigués.

Je remercie également F. Senebier, technicien responsable de la séparation des minéraux, pour sa disponibilité et sa grande compétence et Pascal Vittoz pour l'aide qu'il m'a apportée dans le domaine du traitement informatique des données.



J'aimerais exprimer mes remerciements à mes ami(e)s de l'équipe des "Traces de Fission" : Mmes. M. Benharbit, E. Labrin, L. Lelarge, N. Sabil, Mrs. R. Baitelli, O. Dorighel, O. F. Noyan, D. Pasqui, A.M. Rossi et E. Soliani Jr., de leur sympathie, de leur soutien moral et des moments mémorables que j'ai passé parmi eux .

Je n'oublie pas de remercier mes collègues du Département de Géologie de la Faculté des Sciences Ain Chok de Casablanca pour leur aide et leurs encouragements, et plus particulièrement Mrs. M. Houfairi et H. El Arabi.

Enfin, j'ai le plaisir d'exprimer mes remerciements à mon épouse Ouafaa pour son aide permanente, spécialement pendant les moments les plus difficiles, les sacrifices qu'elle a consentis, ainsi qu'à nos familles, de leur soutien matériel et moral tout au long de ce travail.

## TABLE DES MATIERES

### RESUME

### ABSTRACT

### INTRODUCTION..... 1

### CHAPITRE I - NOTIONS SUR LES TRACES DE FISSION DANS LES MINERAUX..... 2

1- Introduction.....	2
2- Caractéristiques des DSTN.....	4
3- Formation des traces.....	6
3.1- Modèle du "pic d'explosion ionique ".....	6
4- Structure des traces latentes.....	10
5- Origines des traces latentes dans les minéraux Terrestres.....	10
6- La fission de l'uranium.....	13
7- Géométrie des traces de fission et efficacité de révélation.....	13
7.1- Géométrie des traces révélées.....	13
7.1.1- Caractéristiques géométriques d'une trace.....	17
7.1.1.a- Trace perpendiculaire à la surface.....	17
7.1.1.b- Trace oblique par rapport à la surface d'attaque.....	19
7.1.2- Conclusion.....	20
7.2- Efficacité de révélation des traces de fission.....	25
7.2.1- Définition.....	25
7.2.2- Détecteur interne.....	25
7.2.2.a- Source épaisse.....	25
7.2.2.b- Source mince.....	28
7.2.3- Détecteur externe (source externe de traces).....	28
7.2.3.a- Source épaisse.....	28
7.2.3.b- Source mince.....	28
7.2.4- Conclusion.....	29
8- Conclusion.....	29

### CHAPITRE II - DATATION PAR TRACES DE FISSION

#### PRINCIPES GENERAUX..... 30

1- Principe général d'une datation isotopique.....	30
2- L'équation d'âge traces de fission.....	31



### 3- Problèmes de dosimétrie neutronique et la constante de fission spontanée de l'<sup>238</sup>U..... 35

3.1- Dosimétrie neutronique.....	35
3.2- La constante de fission spontanée de l' <sup>238</sup> U ( $\lambda_f$ ).....	41
3.2.1- Méthode du $\lambda_f$ «opérationnelle».....	41
3.2.2- Méthode de la calibration ZETA ( $\xi$ ).....	43
4- Procédures de datation par traces de fission.....	45
4.1- La méthode des populations (MP).....	45
4.2- La méthodes du détecteur externe (MDE).....	48
5- Précision sur un âge traces de fission.....	48
5.1- Cas de la méthode des populations.....	49
5.2- Cas de la méthode du détecteur externe.....	50
6- Principaux minéraux utilisés pour la datation par traces de fission.....	50
7- Conclusion.....	52

## CHAPITRE III- CHRONOTHERMOMETRIE PAR TRACES DE FISSION..... 53

I - STABILITE DES TRACES DE FISSION.....	53
A- ETUDE EN LABORATOIRE.....	53
A.1- Influence de la pression.....	53
A.1.1- Pression hydrostatique.....	53
A.1.2- Chocs.....	53
A.2- Influence des radiations ionisantes.....	53
A.3- Influence de la température.....	55
A.3.1- Mesure des longueurs de traces.....	57
A.3.1.1- Longueurs projetées des traces partielles.....	57
A.3.1.2- Longueurs des traces confinées.....	57
A.3.2- Courbes d'Arrhénius.....	57
A.3.3- Effet de la composition chimique.....	59
A.3.4- Effets de l'anisotropie.....	63
B- ETUDE EN CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	68
B.1- Apatites des roches volcaniques.....	68
II- AGES TRACES DE FISSION.....	68
1- Notions de température de fermeture ( $T_f$ ).....	68
1.1- Définition.....	68
1.2- Calcul de la température de fermeture .....	71
1.3- Validité de la détermination de la température de fermeture.....	74

### 2- Domaines de stabilité thermique des traces de fission.....77

3- Interprétation des âges Traces de Fission.....	81
4- Méthodes de correction des âges Traces de Fission.....	81
4.1- Méthode de correction par les âges plateaux.....	84
4.2- Méthode de correction par les longueurs.....	84
4.2.1- Modèle de Storzer et Wagner (Longueurs projetées des traces).....	84
4.2.2- Modèle de Wagner (Longueurs projetées des traces).....	86
4.2.3- Modèle de Green (Longueurs des traces confinées).....	88
5- Les grands domaines d'applications de la méthode de datation par traces de fission..	88
5.1- Evaluation des taux de dénudation dans les chaînes de montagnes.....	88
5.1.1- La méthode du relief.....	88
5.1.2- La méthode des «paires de minéraux».....	90
5.1.3- Méthode du chronomètre unique.....	90
5.2- Etude de l'histoire thermique des bassins sédimentaires.....	91
5.3- Datation des verres volcaniques.....	91
6- Conclusion.....	91

## CHAPITRE IV - CALIBRATIONS DES POSITIONS D'IRRADIATION EN REACTEURS NUCLEAIRES..... 93

1- But de la calibration.....	93
2- Préparation des échantillons pour une irradiation.....	93
3- Révélation et observations des traces.....	93
4- Mesure des fluences neutroniques.....	96
5- Etude des variations des flux des neutrons thermiques dans les furets d'irradiation....	100
5.1- Etude du gradient spatial de flux neutronique dans le canal T1 du réacteur Mélusine (C.E.N. GRENOBLE).....	100
5.2- Etude du gradient spatial du flux des neutrons dans le canal V3 du réacteur à haut flux (I.L.L. GRENOBLE).....	104
5.3- Etude du gradient de flux neutronique dans le canal P1 du réacteur Orphée (C.E.N. SACLAY).....	104
5.4- Conclusion.....	110
6- Datations de standards géologiques et d'échantillons d'âges connus.....	110
6.1- Apatites du Fish Canyon Tuff.....	117
6.2- Apatites 2520.....	117
6.3- Datation des obsidiennes.....	117
6.4- Conclusion.....	120



**CHAPITRE V- DATATION PAR TRACES DE FISSION SUR APATITES DU  
MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR  
(ALPES OCCIDENTALES).....124**

1- Introduction.....	124
2- Cadre géologique.....	124
2.1- Lithologie du socle.....	126
2.2- Lithologie de la couverture.....	126
2.3- Evolution structurale.....	128
3- Echantillonnage et procédures analytiques.....	129
3.1- Echantillonnage.....	129
3.2- Procédures analytiques.....	129
4- Résultats.....	133
5- Discussion.....	143
6- Conclusion.....	150

**CHAPITRE VI- DATATION PAR TRACES DE FISSION DES APATITES DU  
MASSIF DES JEBILET (MAROC).....151**

1- Introduction.....	151
2- Cadre géologique.....	151
2.1- Evolution hercynienne.....	151
2.1.1- Les Jebilet occidentales.....	153
2.1.2- Les zones des Jebilet centrales et orientales.....	153
2.2- Evolution Alpine.....	156
2.2.1- Déformations anté-kimméridgiennes.....	156
2.2.2- Déformations éocènes.....	157
2.2.3- Déformations mio-pliocènes et plio-villafranchiennes.....	157
3- Echantillonnage et procédures analytiques.....	157
4- Résultats.....	158
5- Discussion.....	163
5.1- Signification de l'âge $t_0$ .....	163
5.2- Interprétation de l'âge $t_f$ .....	169
5.3- Histoire thermique post-hercynienne des Jebilet centrales.....	169
6- Conclusion.....	170

**CONCLUSION GENERALE.....171**

**LISTE DES TABLEAUX.....173**

**LISTE DE FIGURES.....175**

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....179**



## RESUME

Dans les apatites des roches plutoniques et métamorphiques, les Traces de Fission (TF) de l'Uranium 238 ne commencent à être enregistrées que lorsque la température ambiante est inférieure à environ 130°C. Elles sont conservées quantitativement lorsque cette température se situe au-dessous de 60-70°C. Nous avons utilisé cette propriété pour l'étude de l'histoire de refroidissement de deux massifs hercyniens: l'Argentera-Mercantour (Alpes Occidentales) et les Jebilet (Meseta Marocaine).

Après avoir, dans la première partie de ce travail, exposé l'état actuel de la datation par TF et discuté de ses applications et de ses limites pour les apatites, on expose les résultats d'un travail de calibration mené à partir d'irradiations dans trois réacteurs nucléaires: Mélusine (CEN-Grenoble), RHF (ILL-Grenoble) et Orphée (CEN-Saclay).

Dans l'Argentera, 16 échantillons ont été prélevés selon une transversale NW-SE. Les âges TF des apatites correspondantes montrent que le massif s'est refroidi au-dessous de 130°C à partir de 10 Ma et que son taux apparent de surrection-érosion entre 10 Ma et 2.8 Ma est resté sensiblement constant, de l'ordre de 0,15-0,20 mm/an. Entre 2,8 Ma et 0,3 Ma, ce taux est passé à  $0,6 \pm 0,1$  mm/an pour le flanc SW et  $0,9 \pm 0,2$  mm/an du côté NE, en accord avec les mouvements différentiels déjà mis en évidence par les données de la géologie.

Dans les Jebilet, les 7 échantillons étudiés présentent des âges TF concordants. Le début de l'enregistrement des traces, à  $186 \pm 6$  Ma, concorde avec l'âge de l'ouverture de l'Atlantique Central. Il implique un paléogradient géothermique, au Jurassique inférieur, de l'ordre de 55-60°C/km. Le dernier évènement thermique enregistré dans ces minéraux est, à  $38 \pm 3$  Ma, la phase atlasique majeure.



## ABSTRACT

In apatite from plutonic and metamorphic rocks Uranium 238 Fission Tracks (FT) recording starts when the temperature decreases below 130°C. They become quantitatively stable under 60-70°C. We have used this property for the study of the cooling history of two hercynian massifs: the Argentera-Mercantour (Western Alpes) and the Jebilet (Moroccan Meseta).

The first part of this work displays the present status, applications and limits of FT dating. Results from a calibration work done on three nuclear reactors: Mélusine (CEN-Grenoble), RHF (ILL-Grenoble) and Orphée (CEN-Saclay) is discussed.

Sixteen samples collected from a NW-SE transect in the Argentera massif are analysed. Their apatite FT ages shows that the massif started to cool down the 130°C isotherm 10 Ma ago with an apparent denudation rate of about 0.15-0.20 mm/yr, constant between 10 Ma and 2.8 Ma. This rate increases at  $0.6 \pm 0.1$  mm/yr for the SW side and  $0.9 \pm 0.2$  mm/yr for the NE side between 2.8 and 0.3 Ma. This is in agreement with differential movements deduced from the geologic data.

In the Jebilet, the 7 samples studied shows concordant FT ages. The beginning of tracks recording, at  $186 \pm 6$  Ma, is in agreement with the age of Central Atlantic rifting. It involves a paleogeothermal gradient, at lower Jurassic, of about 55-60°C/km. The last thermal event recorded on these apatites, at  $38 \pm 3$  Ma, refers to the major atlasic tectonic phase.



## INTRODUCTION

La méthode de datation par les traces de fission (TF) de l'uranium proposée par Price et Walker (1963) a souvent produit, dans les premiers temps de son utilisation, des âges plus jeunes que ceux obtenus par les autres méthodes de datation isotopiques. Ces différences d'âge étaient dues pour partie aux valeurs peu élevées des températures de fermeture des minéraux datés notamment pour les apatites, et d'autre part à un effacement partiel des traces de fission spontanées (ou fossiles) de  $^{238}\text{U}$ . On a en effet observé dès 1964 que les traces de fission fossiles pouvaient présenter un certain raccourcissement par rapport à celles induites en réacteur nucléaire. Depuis, les travaux effectués sur la stabilité des traces de fission ont montré que seule la température affecte la longueur révélable des traces et par suite leur densité.

Afin de remédier à cette perte de signal, plusieurs modèles de correction d'âges TF ont été proposés. Ces modèles reposent, pour l'essentiel, sur la comparaison entre les distributions de longueurs de traces fossiles et induites. Bien que certains modèles aient été proposés dès 1969 (voir par ex. Storzer et Wagner 1969), ce sont les années 80 qui ont vu les développements les plus importants, porteurs d'applications diverses. Fondamentalement, deux types de modèles sont actuellement utilisés, les uns reposant sur le concept de "traces projetées", un autre sur celui de "traces confinées".

Ces modèles ont spécifiquement été proposés pour les apatites, minéraux qui enregistrent les traces entre environ  $130^{\circ}\text{C}$  et  $65^{\circ}\text{C}$ . Nous avons, dans ce travail, testé ces modèles dans deux contextes géologiques différents. Pour la première fois, nous avons utilisé conjointement plusieurs de ces modèles, lorsque les échantillons s'y prêtaient, à l'analyse des traces dans ces minéraux, afin de raffiner l'étude de leur histoire thermique entre environ  $130^{\circ}\text{C}$  et  $65^{\circ}\text{C}$ .

Dans les trois premiers chapitres, nous présentons l'état présent de la datation par Traces de Fission. Les notions premières sur les traces nucléaires apparaissent dans le premier; le second expose les principes généraux de la datation par TF; dans le troisième sont regroupées nos connaissances sur la stabilité thermique des Traces dans les apatites et les modèles de "correction" d'âges applicables à ces minéraux.

Le quatrième chapitre est consacré aux calibrations que nous avons dû réaliser afin de mettre en oeuvre les programmes de datation. Dans les deux derniers, nous présentons et discutons les résultats obtenus respectivement dans les massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et des Jebilet (Meseta marocaine).



## CHAPITRE I

### NOTIONS SUR LES TRACES DE FISSION DANS LES MINÉRAUX

#### 1-INTRODUCTION

En 1958, D.A. Young a découvert que des cristaux de fluorure de lithium, LiF, mis en contact avec une feuille d'uranium et irradiés avec des neutrons thermiques montrent un certain nombre de «figures de corrosion», observables en microscopie optique après une attaque chimique par une solution d'acide. Le nombre de ces figures correspondait au nombre estimé de fragments de fission qui se sont produits dans la feuille d'uranium et qui avaient pu pénétrer dans le cristal de LiF. Young a donc attribué la formation de chaque figure au dommage provoqué par le recul d'un fragment de fission.

En 1959, Silk et Barnes, travaillant sur des micas, ont observé des «traces» au microscope électronique à transmission. Ces traces avaient moins de 300 Å de diamètre et plus de quatre microns de longueur (Fig. 1.I). Ces auteurs ont expliqué leur formation par la fission de l'uranium.

En 1962, Price et Walker reprennent les expériences de Silk et Barnes. Ils en généralisent les résultats à différents types de minéraux (Price et Walker, 1962a), et développent les techniques de révélation pour les observations en microscopie optique, d'abord pour des minéraux naturels et artificiels (Price et Walker, 1962b), puis pour d'autres types de matériaux comme les verres et les plastiques (Fleischer, Price et Walker, 1965b).

De nombreuses expériences ont rapidement montré (Fleischer, Price et Walker, 1975) que des traces révélabiles étaient produites:

1- par des particules lourdes ionisées de numéro atomique  $Z = 1$ , dans le cas des plastiques, à  $Z > 15$  dans le cas des minéraux.

2- seulement dans les solides isolants et certains semi-conducteurs, tels que les minéraux et verres naturels et artificiels, ainsi que certains plastiques, que l'on désigne maintenant sous l'expression de Détecteurs Solides de Traces Nucléaires (DSTN).

Le passage de ces particules chargées dans un solide isolant provoque des zones de dégâts plus ou moins intenses tout au long de leurs trajectoires. Ces zones très localisées, ne sont directement visibles qu'au microscope électronique à transmission. Elles sont communément appelées «traces latentes».

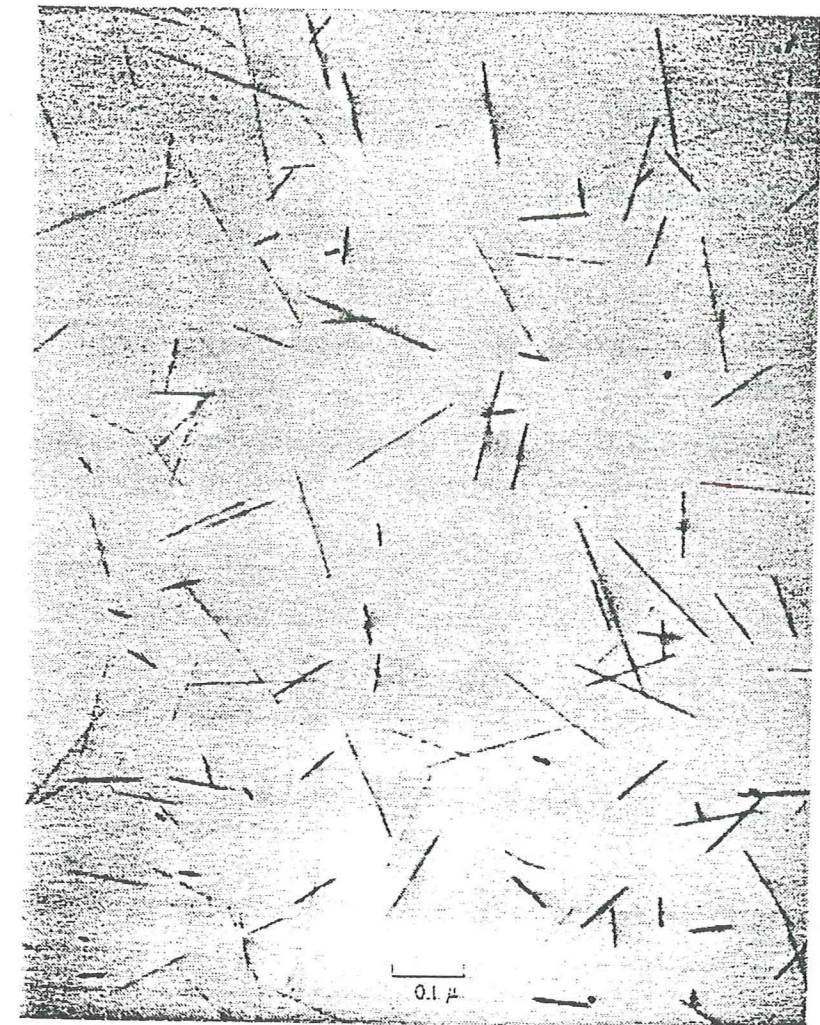


Fig. 1.I: Photographie prise au microscope électronique à transmission, de traces latentes de fragments de fission de l'<sup>238</sup>U dans un mica: la phlogopite fluorée (Price et Walker, 1962b).



## 2- CARACTERISTIQUES DES DETECTEURS SOLIDES DE TRACES NUCLEAIRES (DSTN)

De nombreux auteurs (Fleischer, Price et Walker, 1975; Fleischer, 1980), ont montré que de nombreux solides, isolants ou semi-conducteurs, étaient susceptibles d'enregistrer, non seulement, les trajectoires de fragments de fission de l'uranium, mais encore celle d'une large diversité d'ions lourds d'énergies cinétique comprise entre moins de 1 MeV/nucléon et plus de 10 MeV/nucléon.

Pour étudier les critères de formation des traces dans un DSTN, on le soumet à une série de bombardements par des ions lourds de numéro atomique et d'énergies cinétiques différents. On constate, pour un détecteur donné, que tous les ions lourds ne donnent des traces que dans un certain domaine d'énergie. D'autre part, tous les DSTN ne présentent pas la même sensibilité à enregistrer les traces. Les résultats de ces expériences sont résumés dans la figure 2.I. Chacune des courbes de cette figure représente, pour un ion donné, la variation du taux primaire d'ionisation, J, en fonction de son énergie cinétique exprimée en MeV/nucléon. Ce taux, J, est donné par l'équation de Bethe, (1930):

$$J = C' (Z_{\text{eff}}^2 / \beta^2) [ \ln (\beta^2 / (1 - \beta^2)) - \beta^2 - \delta + K ] \quad (1.1)$$

avec:

$Z_{\text{eff}}$  et  $\beta$ : respectivement, charge effective de la particule et vitesse normalisée à celle de la lumière, ( $\beta = V/C$ ).

K et  $C'$ : des constantes relatives au détecteur considéré.

$\delta$ : terme de correction tenant compte de la vitesse de la particule et lié à la polarisation du détecteur.

Le taux d'ionisation primaire,  $dJ/dx$ , où  $dx$  représente le parcours d'un ion dans un milieu donné, exprimé en  $g/cm^2$ , produit par la particule incidente le long de son parcours, contrôlerait, dans un minéral, la formation de la trace. Les données d'expériences d'irradiations par les ions lourds s'interprètent ainsi à partir de la notion de taux critique d'ionisation  $(dJ/dx)_c$ , caractéristique de chaque détecteur:

1- toute particule dont le taux d'ionisation primaire en fin de parcours n'atteint pas ce seuil critique, pour un détecteur donné, ne pourrait produire de traces révélables.

2- Pour une particule de charge  $Z > Z_{\text{min}}$ , une trace révélable ne serait produite que dans l'intervalle d'énergie cinétique  $E = E_{\text{max}} - E_{\text{min}}$ , où  $(dJ/dx) > (dJ/dx)_c$ , c'est à dire dans la partie de sa trajectoire où l'ionisation du milieu est la plus importante.

Il existerait donc:

1- un seuil en Z (tableau 1.I), où il apparaît que les ions de charge  $Z > 20$  sont enregistrés dans tous les DSTN. Cependant quelques détecteurs naturels enregistrent des ions plus légers jusqu'à  $Z = 14$  (micas, plagioclases..., voir aussi Fig. 2.I). Les détecteurs naturels (verres et minéraux) sont relativement peu sensibles, comparés aux plastiques où le  $Z_{\text{min}} = 2$  (Lexan) et même 1 (Nitrate de Cellulose).

Détecteur	Numéro atomique de l'ion le plus léger enregistrable	Références
Zircon	23	(1)
Plagioclases	oligoclase	(3)
	labradorite	(1)
	bytownite	(3)
Pyroxènes	augite	(4)
	diopside	(4)
	enstatite	(4)
	hypersthène	(4)
Olivine	$17 < Z < 23$	(4)
Orthoclase	16	(2)
Quartz	14	(2)
Mica	14	(2)
Lexan	2	(5)
Nitrate de cellulose	1	(2)

(1) Fleischer et al., 1967a

(2) Fleischer et al., 1965b

(3) Plieninger et al., 1973

(4) Price et al., 1973

(5) Kleeman and Lovering, 1967

Tableau 1.I- Numéros atomiques des ions les plus légers donnant des traces révélables dans les DSTN les plus fréquemment utilisés dans les applications aux Sciences de la Terre.



## 2- un seuil en énergie cinétique par nucléon, $E$ :

a- Si  $E < (dJ/dx)_c$ , aucune trace n'est enregistrable, quel que soit l'ion incident.

b- Si  $E > (dJ/dx)_c$ , des traces révétables sont produites pour tout ion de numéro atomique suffisamment élevé.

Dans la courbe décrivant la variation de  $J$  en fonction de  $E$  (Fig. 2.I), il existe, en effet, un maximum de perte d'énergie situé vers 1 MeV/nucléon, où un ion de masse donnée produit donc, dans le milieu considéré le maximum de dommages. Le taux d'ionisation  $dJ/dx$  est d'autant plus important que  $Z$  est plus élevé. Un ion léger fera donc moins de dommages qu'un ion lourd de même énergie. C'est cette différence de comportement qui explique la différence de sensibilité des différents DSTN.

On peut, semble-t-il, qualifier à priori, la potentialité d'un solide à enregistrer des traces à partir d'un paramètre physique, comme la résistivité. Ainsi, Fleischer et al., (1975) suggèrent comme limite inférieure de la résistivité une valeur de 2000  $\Omega \cdot \text{cm}$  en dessous de laquelle les traces ne seraient pas observées (tableau 2.I).

## 3- FORMATION DES TRACES

Les particules chargées comme les protons, les particules  $\alpha$ , et les ions lourds perdent leur énergie en traversant la matière selon essentiellement deux processus:

1. les forces électrostatiques entre un ion lourd énergétique qui se propage dans un milieu et les électrons qui entourent les noyaux des atomes de ce milieu peuvent conduire à l'arrachement d'un ou plusieurs électrons de leurs orbites, c'est le processus d'ionisation.

2. les chocs interatomiques causés par le passage de la particule incidente peuvent induire un déplacement direct des atomes du milieu. Ce processus intervient de façon prépondérante pour des énergies  $\ll 1 \text{ MeV}$ , c'est à dire dans un domaine où les ions lourds ne donnent plus de traces révétables.

Les traces seraient essentiellement une conséquence des ionisations produites dans le milieu ambiant par les ions. La modélisation de ce phénomène est exprimée dans le modèle du «pic d'explosion ionique».

### 3.1- Modèle du «pic d'explosion ionique»

Le modèle de formation des traces latentes le plus communément retenu pour les minéraux est celui proposé par Young en 1958, et repris par Fleischer et al., (1965a, 1975) et Fleischer, (1980). C'est le modèle du «pic d'explosion ionique».

Dans ce modèle, l'ion incident crée le long de son parcours une ionisation des atomes du milieu traversé (Fig. 3a.I). Il en résulte une série de répulsions électrostatiques (Fig. 3b.I) à l'origine d'une zone linéaire de matériel désorganisé appelée trace latente. Enfin, le milieu se réorganise rapidement de façon élastique (Fig. 3c.I).

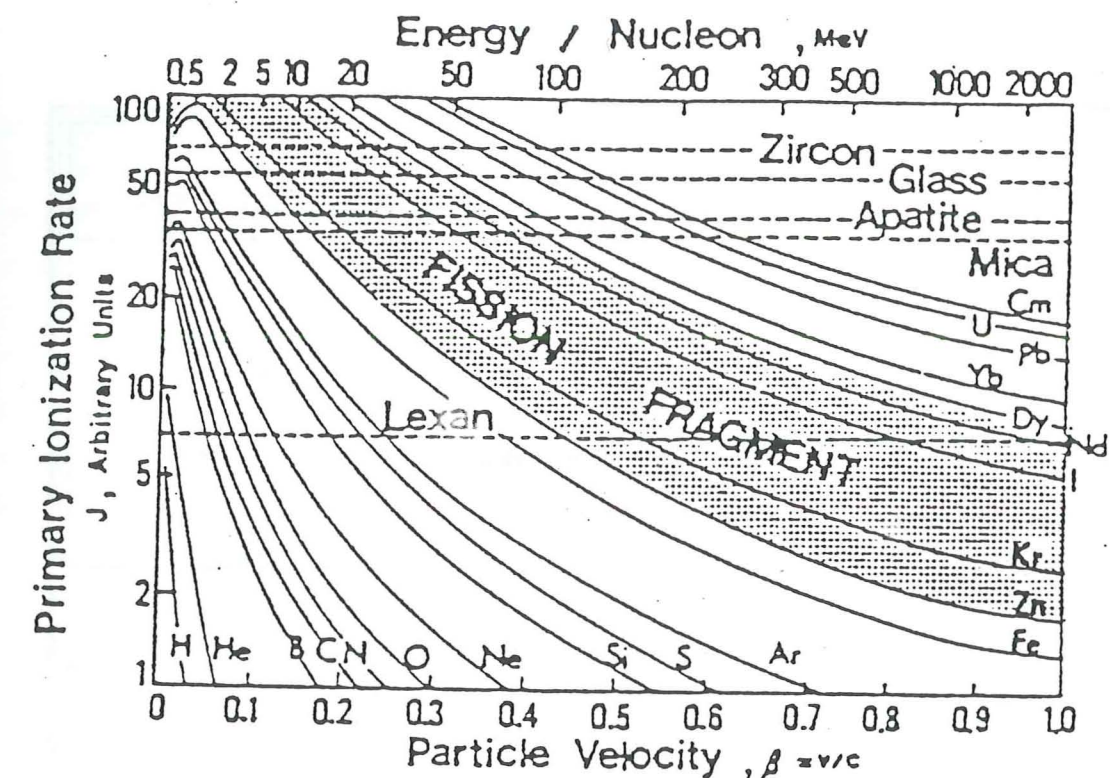


Figure 2.I: Relation entre l'ionisation primaire,  $J$  et la vitesse, normalisée à celle de la lumière, de différents ions lourds. Les lignes en tirets indiquent les différents taux d'ionisations primaires critiques  $J_c$  pour quelques détecteurs de traces nucléaires. Les traces ne sont révétables dans un matériau donné que lorsque  $J > J_c$  (Fleischer et al., 1975).



Traces révélables?	Matériaux	Résistivité transversale( $\Omega\text{cm}$ )
<b>I- Oui</b>		
- Isolants	minéraux, silicates; verres isolants; polymères	$10^6 - 10^{20}$
- Isolant faible	Disulfite de Molybdène	3000 - 2500
- Semi-conducteurs	Verre $\text{V}_2\text{O}_5$	2000 - 200000
<b>II- Non</b>		
- Semi-conducteurs	Silicium Germanium	10 - 2000
- Métaux	Tungstène Zinc Cuivre Platine Aluminium Or	$10^{-6} - 10^{-4}$

Tableau 2.I- Matériaux susceptibles d'enregistrer les traces de fission nucléaires en fonction de leur résistivité (d'après Fleischer et al., 1965b)

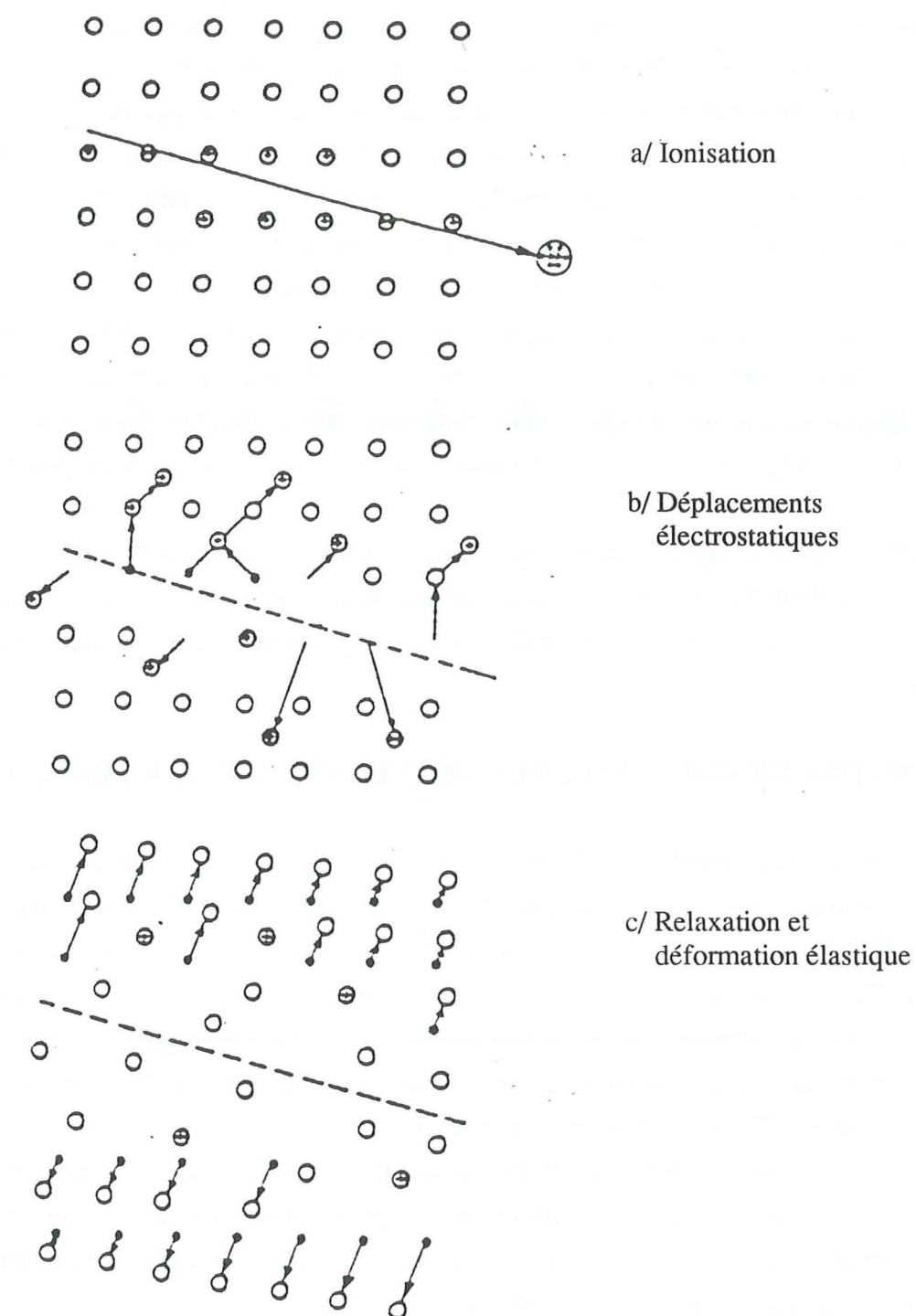


Fig. 3.I: Modèle du "pic d'explosion ionique" pour la formation des traces dans les solides inorganiques. Une particule, en traversant un solide isolant, provoque l'ionisation des atomes le long de son parcours (a). Il en résulte une série de répulsions électrostatiques (b), à l'origine d'une zone linéaire de matériel désorganisé, appelé "trace latente". Le milieu se réorganise rapidement de façon élastique, mais cette zone perturbée est à l'origine de la diffraction qui rend les traces latentes directement observables en microscopie électronique (c). (D'après Fleischer et al., 1965, 1975).



#### 4. STRUCTURE DES TRACES LATENTES

L'observation directe au microscope électronique à transmission ne permet pas de résoudre la structure des traces latentes. On peut cependant, à partir de la diffusion de rayons-X aux petits angles (Fig. 4.I) obtenir quelques informations sur cette structure (Dartyge et al., 1978). Selon Dartyge et al., une trace serait constituée d'une succession de défauts étendus de l'ordre de  $10 \text{ \AA}$  et de défauts ponctuels de quelques ångströms. Pour un ion de Z donné, la densité de défauts étendus serait la plus grande au voisinage du maximum de perte d'énergie par ionisation primaire. Eventuellement, dans cette région, les défauts étendus seraient coalescents, si le Z est suffisamment élevé. En fin de trajectoire, la densité linéique de défauts étendus diminue. Ce modèle permet de rendre compte de la façon suivante, du fait qu'on ne peut révéler de traces en fin de parcours: vers la fin de la trajectoire d'un ion, la distance W entre deux défauts étendus consécutifs augmente progressivement. Lorsque W atteindrait ou dépasserait une valeur critique  $W_c$ , la révélation ne serait plus possible.

Ce modèle à deux composantes propose, certainement, une vue très schématique du milieu extrêmement complexe que constitue une trace latente. Mais il est intéressant de remarquer qu'il est compatible avec ce que l'on sait de la stabilité thermique des traces de fission (Green et al., 1986, voir chapitre III).

#### 5. ORIGINE DES TRACES LATENTES DANS LES MINERAUX TERRESTRES

L'origine des traces latentes dans les détecteurs terrestres peut être due à plusieurs phénomènes naturels, comme la fission de l'uranium, du thorium et du plutonium. Mais la seule source significative est la fission spontanée de l'isotope 238 de l'uranium (Price et Walker, 1963; Geisler et al., 1973; Fleischer et al., 1975), (Tableau 3.I). Parmi les isotopes lourds qui fissionnent spontanément, seuls l' $^{235}\text{U}$  et le  $^{232}\text{Th}$  seraient à considérer. Or, en raison, pour l' $^{235}\text{U}$ , à la fois de sa faible abondance isotopique naturelle (0,72%) (Steiger et Jäger, 1977), et de sa période ( $T = 1,7 \times 10^{17}$  ans), et pour le  $^{232}\text{Th}$ , de sa très longue période de fission spontanée (de l'ordre de  $10^{21}$  ans), (Table of isotopes, 1986), la contribution de ces isotopes est négligeable. Le plutonium 244, actuellement éteint, n'a pu donner de traces de fission spontanées en abondance mesurables que dans des minéraux extra-Terrestres d'âge égal ou supérieur à quatre milliards d'années (Storzer et Poupeau, 1973; Fleischer et al., 1975; Drozd et al., 1977).

La fission de noyaux lourds induite par le rayonnement cosmique, la radioactivité (particules  $\alpha$  et  $\beta$ , rayonnement  $\gamma$ ) ou la fission spontanée elle-même ne donne pas non plus de contribution significative, dans les conditions normalement rencontrées sur Terre. La seule influence connue à ce jour de traces de fission induite d'uranium est celle des minéralisations uranifères d'Oklo, au Gabon, où de mini-réacteurs nucléaires naturels auraient fonctionné il y a près de deux milliards d'années (Maurette, 1976; Petit, 1977).

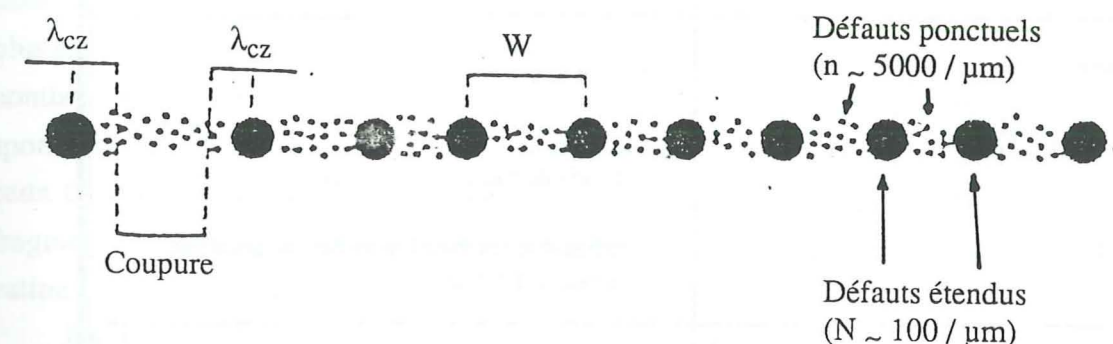


Figure 4.I: Représentation schématique de la structure du dommage d'une trace latente déduite de l'analyse de la diffraction des rayons-X aux petits angles. Une trace serait formée par une succession de défauts étendus (gros points), dont le nombre N serait d'au moins 100 par micron, et de défauts ponctuels (petits points) dont le nombre n est d'au moins 5000 par micron. Un défaut étendu après attaque chimique a un diamètre effectif de  $\lambda_{cz}$ . Les défauts ponctuels sont plus facilement révélables que les autres et aussi plus facilement guéris après un traitement thermique entraînant des coupures dans la révélation de la trace. (D'après Dartyge et al., 1978).



SOURCE	REMARQUES
$^{238}\text{U}$	source majeure
$^{235}\text{U}$ et $^{232}\text{Th}$	Négligeable (période de fission trop longue)
$^{234}\text{Pu}$	Négligeable car éteint pour des roches d'âge inférieur à $4 \cdot 10^9$ ans
FISSION INDUITE DE NOYAUX LOURDS PROVENANT DE:	
Activité $\alpha$ , $\beta$ , $\gamma$	Négligeable
Fission spontanée de $^{238}\text{U}$	Négligeable, sauf dans des sites proches d'explosions nucléaires et de dépôts de minerais d'uranium, Oklo (Gabon).
Rayons cosmiques	Négligeable, sauf potentiellement dans des minéraux pauvres en uranium et riches en bismuth et en plomb.

Tableau 3.I.- Sources de traces nucléaires dans les minéraux terrestres (d'après Fleischer et al. 1975)

## 6. LA FISSION DE L'URANIUM

La fission de l'uranium peut être soit intrinsèque, on parle alors de fission spontanée, soit provoquée dans un réacteur nucléaire, par un flux de neutrons thermiques, dans ce cas on parle de fission induite. L'uranium naturel comporte trois isotopes, tous radioactifs:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{234}\text{U}$ . Les isotopes 238 et 235 sont des produits de la nucléosynthèse galactique. L'uranium 234 fait partie de la chaîne radioactive de l'uranium 238. Il provient de la désintégration  $\beta$  d'un atome de  $^{234}\text{Pa}$ .

La fission d'un atome d'uranium produit deux fragments fils de masses différentes et 2 à 3 neutrons, avec libération d'une énergie de l'ordre de 185 MeV (Fig. 5.I). Les fragments lourds les plus probables sont des ions de nombre de masse proche de 140 et les fragments légers des ions de nombre de masse voisin de 90 (Fig. 6.I). La distribution en masse des fragments de la fission spontanée de  $^{238}\text{U}$  est très proche de celle de la fission induite de  $^{235}\text{U}$ . L'énergie libérée lors de cette fission est distribuée sous forme d'énergie cinétique aux produits de fission (neutrons et fragments de fission). Les deux fragments fils sont éjectés selon des directions opposées (conservation de la quantité de mouvement).

Dans la méthode de datation par traces de fission, on utilise la fission spontanée de  $^{238}\text{U}$  et la fission induite par neutrons thermiques de  $^{235}\text{U}$ .

## 7. GEOMETRIE DES TRACES DE FISSION ET EFFICACITE DE REVELATION

Price et Walker (1962b) ont montré qu'il était possible d'observer les traces latentes dans les micas en microscopie optique au moyen d'une attaque chimique sélective qui élargit préférentiellement le diamètre des traces.

L'attaque chimique permet surtout la dissolution de la zone endommagée de la trace, qui se trouve dans un état d'énergie libre plus élevé que le matériel sain. Elle se fait avec une vitesse  $V_T$  le long de la trace, et avec une vitesse  $V_B$  dans le cristal sain. Cette vitesse  $V_B$  est généralement constante pour un détecteur donné et pour la solution d'attaque utilisée. Pour les cristaux, elle dépend aussi de l'orientation cristallographique.

Les solutions chimiques utilisées pour la révélation des traces diffèrent selon le type de détecteur. Le tableau 4.I résume les différentes solutions d'attaque chimique proposées pour révéler les traces de fission dans les matériels les plus couramment utilisés en géochronologie.

### 7.1. Géométrie des traces révélées

Les particules nucléaires à l'origine des traces sont caractérisées par leur charge  $Z$ , leur masse  $M$ , leur énergie cinétique  $E$  ou leur vitesse relative  $\beta = v/c$  où  $v$ : vitesse de la particule et  $c$ : vitesse de la lumière.

Ces paramètres, ainsi que la nature du détecteur considéré, se traduisent au moment de la révélation par des vitesses d'attaque des traces  $V_B$  et  $V_T$ , cette dernière pouvant varier le long de la trace. Les caractéristiques géométriques les plus faciles à mesurer sont:



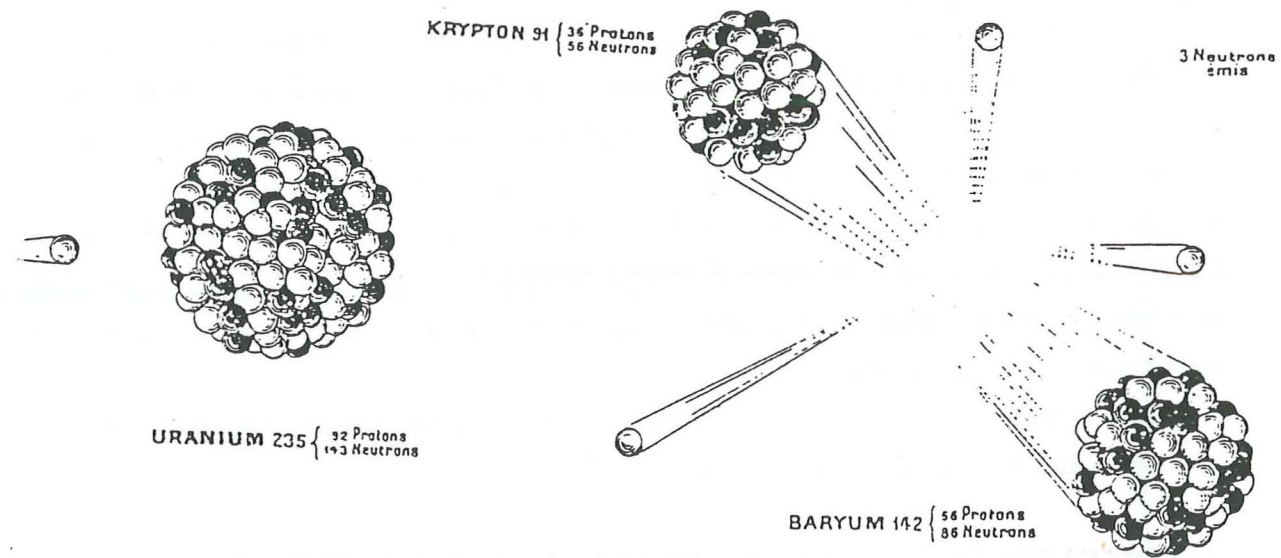


Fig. 5.I: Exemple de fission de noyau d' $^{235}\text{U}$

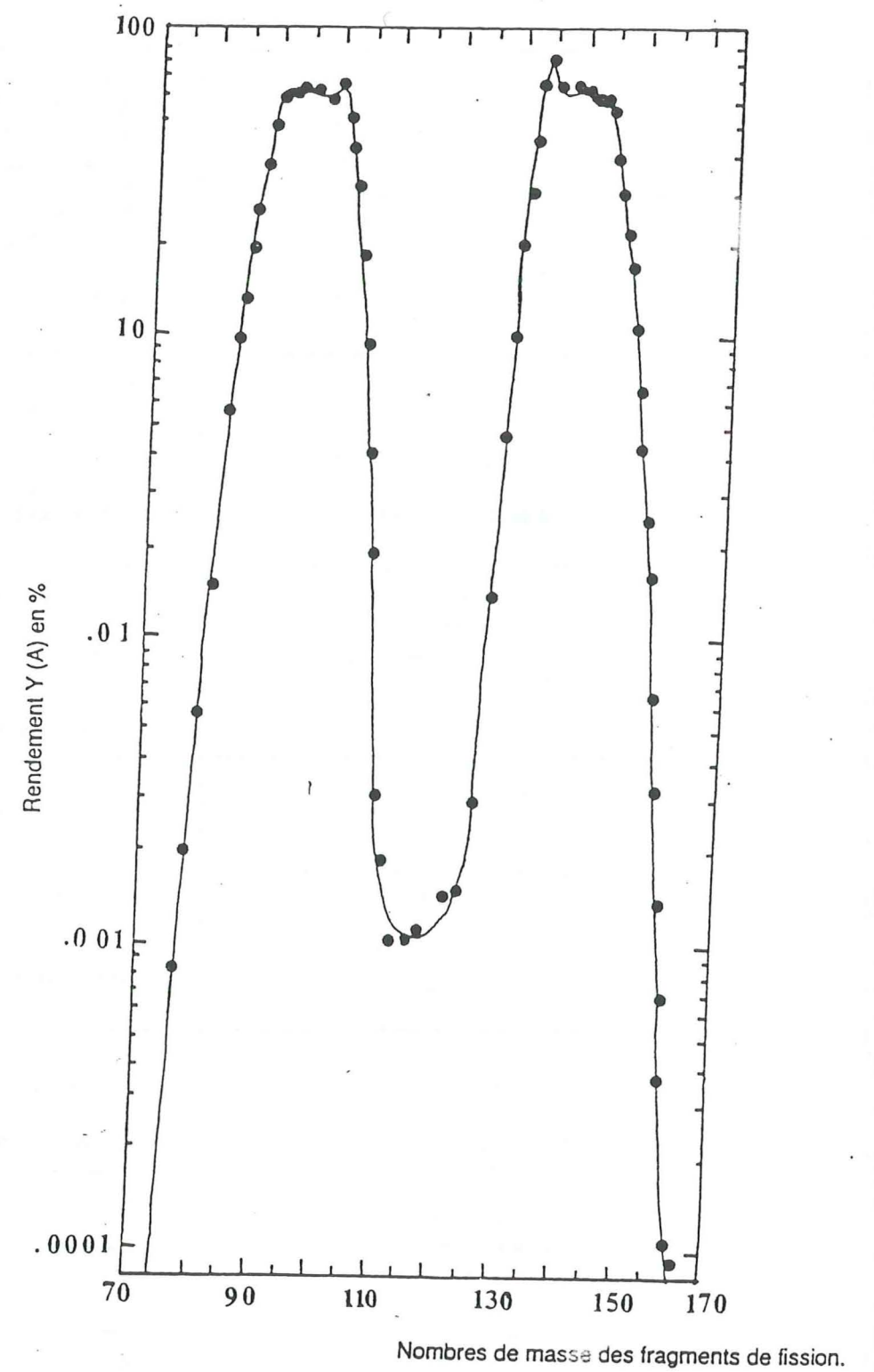


Fig. 6.I: Courbe de rendement de la fission de  $^{235}\text{U}$ , induite par neutrons thermiques (Flynn, 1970).



Minéraux	Réactifs et conditions d'attaque chimique	Références
Apatite ( $\text{PO}_4$ ) <sub>3</sub> Ca <sub>2</sub> (F, Cl, OH)	HNO <sub>3</sub> (65%), 10 à 20 sec HNO <sub>3</sub> (65%), 25°C, 15 sec HNO <sub>3</sub> (5%), 20°C, 25 sec HNO <sub>3</sub> (0.25%), 23°C, 1 min HNO <sub>3</sub> (7%), 25°C, 25 sec HNO <sub>3</sub> (5N), 20°C, 13 sec HNO <sub>3</sub> (1%), 25°C, 2-6 min HNO <sub>3</sub> (5M), 20°C, 20 Sec HNO <sub>3</sub> (0.6%), 30°C, 3.5 min HNO <sub>3</sub> (3M), 20°C, 20 sec	Wagner, (1968) Reimer et al. (1970) Naeser et McKee (1970) Bhandari et al. (1971) Naeser et Ross (1976) Gleadow et Lovering(1977) Tagami (1984) Green et al. (1986) Seong-Cheon Shin (1987) Ce travail
Zircon [SiO <sub>4</sub> ]Zr	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> , 375-500°C, qq sec H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> , 530°C, 5 min  NaOH (aq.), 220°C, 0.25-5h NaOH (100N), 220°C, 9h NaOH (100N), 250°C, 5h  48% HF+98% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , 150-180°C 48% HF+98% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , 180-190°C tout sous pression NaOH + KOH (8g/11.5g), 200 - 220°C NaOH + KOH (20g/28g), 225°C, 26 à 29h	Fleischer et al. (1964a) Reimer et al. (1970)  Naeser (1969) Reimer et al. (1970) Gleadow et Lovering(1977)  Krishnaswami et al.(1974) Nishimura (1981)  Gleadow et al. (1976)  Seong-Cheon Shin (1987)
Sphène SiO <sub>3</sub> CaTi	HCl (Conc.), 30 à 90 min NaOH (6N), 130°C, 20 à 30 min NaOH (50M), 130°C, 30 min 1 conc. HF + 2 conc. HNO <sub>3</sub> + 3 conc.HCl + 6H <sub>2</sub> O, 20°C, 1 à 5 min, 1 conc.HF+ 2 conc.HNO <sub>3</sub> + 3 conc.HCl + 6H <sub>2</sub> O, 30°C, 7 à 9 min	Naeser et Faul (1969) Calk et Naeser (1973) Naeser et Ross (1976)  Naeser et McKee (1970)  Seong-Cheon Shin (1987)
Muscovite SiAl <sub>3</sub> KO <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	HF (48%), 23°C, 10 à 40 min HF (48%), 20°C, 7 à 9 min  HF (45%), 25°C, 11 min HF (48%), 20°C, 15 min  HF (47%), 30°C, 7 min HF (50%), 20°C, 70 min	Price et Walker (1962) Naeser et McKee (1970)  Naeser et Ross (1976) Gleadow et Lovering(1977)  Seong-Cheon Shin (1987) Ce travail
Verres (Obsidienne)	HF (1 à 48%), 20 à 25°C, 30 Sec HF (20 %), 40°C, 120 Sec	Fleischer et Price (1963; 1964b) Bigazzi (19 )

Tableau 4.I- Réactifs et conditions d'attaques chimiques des traces de fission pour quelques minéraux et verres.

1. La longueur  $L_e$  du cône de révélation (ou la longueur (s) projetée sur la surface du détecteur),
2. Les petits et les grands axes de l'ouverture de la trace. Ainsi, afin d'étudier la géométrie des traces, il faut lier ces paramètres aux vitesses d'attaque  $V_T$  et  $V_B$  et à leur longueur  $R$  où  $R$  est la longueur de la trace latente.

La géométrie des traces révélées détermine aussi l'efficacité  $\eta$  du détecteur, c'est à dire le rapport entre le nombre de traces effectivement observables et le nombre de traces latentes recoupant une unité de surface du détecteur.

### 7.1.1.- Caractéristiques géométriques d'une trace

#### 7.1.1.a.Trace perpendiculaire à la surface (Fig. 7a.I)

Dans ce calcul, on considère que la vitesse d'attaque le long de la trace est constante. Le matériel sain se dissout avec une vitesse  $V_B$ . Au bout du temps  $t$ , on a dissout une couche de détecteur égale à  $V_B t$ , et révélé une trace de diamètre, sur la surface d'observation, égale à  $d$ . La longueur  $L_e$  du cône de la trace révélée est égal à :

$$L_e = V_T t - V_B t \quad (2.1)$$

L'attaque conduit à la formation d'un cône avec un angle  $\delta$  où:

$$\sin \delta = V_B t / L = V_B t / V_T t = V_B / V_T \quad (3.1)$$

$$d'où \delta = \sin^{-1}(V_B/V_T) \quad (4.1)$$

A partir du triangle O'PT, on a:

$$\text{tg } \delta = (d/2)/L_e \quad (5.1)$$

Comme c'est un triangle rectangle, on peut utiliser la règle trigonométrique

$$\cos^2 \delta + \sin^2 \delta = 1, \text{ donc } \cos \delta = (1 - \sin^2 \delta)^{1/2}$$

$$\text{tg } \delta = \sin \delta / \cos \delta = \sin \delta / (1 - \sin^2 \delta)^{1/2}$$

$$\text{tg } \delta = \frac{V_B/V_T}{(V_T^2 - V_B^2)^{1/2} / (V_T^2)^{1/2}}$$



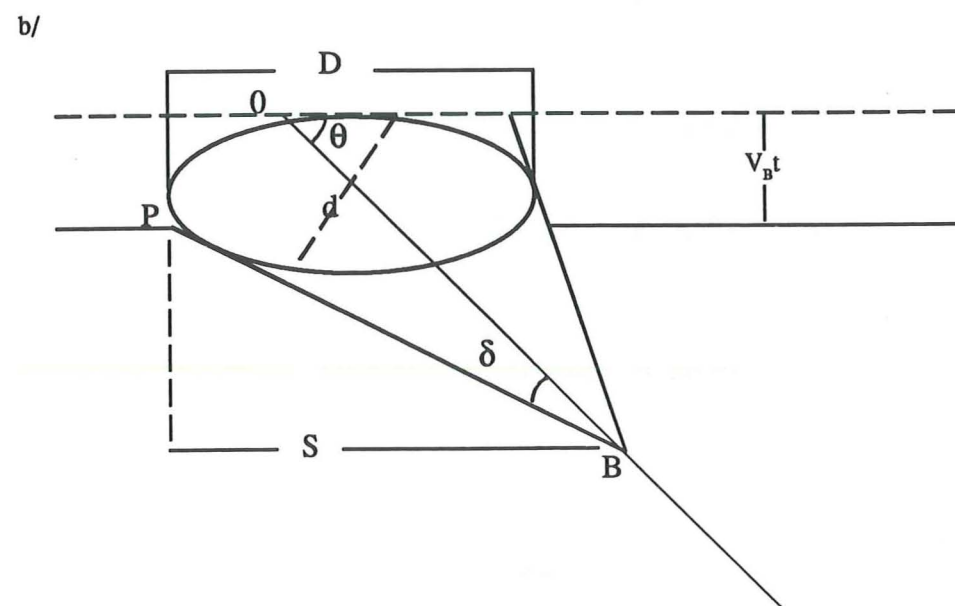
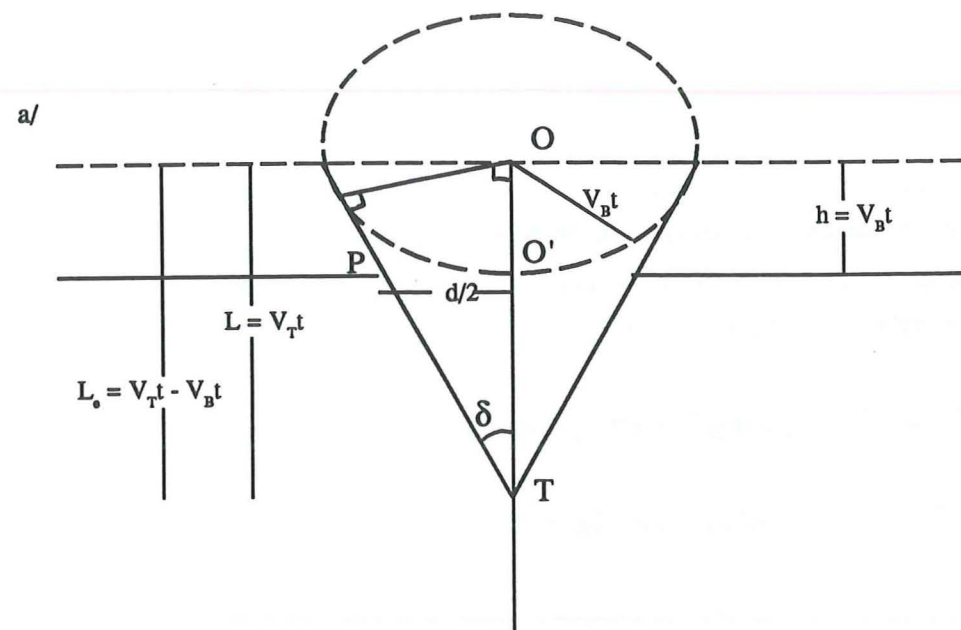


Figure 7.1- Géométrie d'une trace montrant les paramètres de révélation des traces à  $V_T$  constante (avec  $V_T/V_B = 3$ ).  
a/ trace perpendiculaire à la surface d'attaque.  
b/ trace faisant un angle  $\theta=45^\circ$  avec cette surface (Durrani et Bull, 1987).

$$= \frac{V_B/V_T}{[1 - (V_B^2/V_T^2)]^{1/2}}$$

$$\tan \delta = V_B / (V_T^2 - V_B^2)^{1/2}$$

(6.1)

comme  $d/2 = L_e \tan \delta \Rightarrow d = 2L_e \tan \delta$

$$= 2(V_T - V_B)t V_B / (V_T^2 - V_B^2)^{1/2}$$

$$\delta = \frac{2V_B(V_T - V_B)t}{(V_T - V_B)^{1/2} (V_T + V_B)^{1/2}}$$

En multipliant ce rapport par  $(V_T - V_B)^{1/2} / (V_T - V_B)^{1/2}$

on obtient:

$$\delta = \frac{2V_B t (V_T - V_B)^{1/2}}{(V_T + V_B)^{1/2}}$$

(7.1)

De ce calcul, on peut ressortir les traits de révélation des traces suivants:

Puisque l'angle du demi-cône  $\delta = \sin^{-1}(V_B/V_T)$ , alors,

1. Quand  $V_T$  n'est pas très grand devant  $V_B$ , le rapport  $(V_B/V_T)$  tend vers 1 et donc a augmenté. Les traces se présentent alors sous forme de cônes de grande ouverture. C'est le cas des verres, où d peut atteindre  $\sim 7 \mu\text{m}$ .

2. Quand  $V_T \gg V_B$ , l'expression de  $\delta$  dans l'équation (7.1) devient  $\delta = 2V_B t$ . Les traces sont sous forme de «comètes», c'est le cas des plastiques et surtout des minéraux.

#### 7.1.1.b. Trace oblique par rapport à la surface d'attaque (Fig. 7b).

L'intersection de l'ouverture d'une trace de fission oblique par rapport à la surface d'attaque avec le plan de coupe donne une ellipse dont le grand axe D et le petit axe d peuvent être déterminés:

$$D = \frac{2V_B t (V^2 - 1)^{1/2}}{V \sin \theta + 1}$$

(8.1)

$$d = \frac{2V_B t (V \sin \theta - 1)^{1/2}}{(V \sin \theta + 1)^{1/2}}$$

(9.1)



où:

$$V = V_T/V_B$$

$\theta$  = angle que fait l'axe du cône avec le plan de la surface de polissage.

Quelques conclusions sur les attaques des traces peuvent être déduites de ces équations:

1. Quand  $\theta$  prend une valeur telle que  $V \sin \theta = 1$ , alors  $d$  est nul et par conséquent la trace ne sera jamais observable.

2. L'angle  $\theta_c$ , défini par:

$\sin \theta_c = 1/V = V_B/V_T$ , représente l'angle minimum pour qu'une trace soit révélée.

Darty et al. (1981) ont distingué 3 sortes de vitesses d'attaque:

$V_B$  : Vitesse d'attaque du détecteur sain

$V_p$  : Vitesse d'attaque des zones à défauts ponctuels

$V_e$  : Vitesse d'attaque des zones à défauts étendus

La vitesse  $V_T$  peut être ainsi définie comme la résultante des vitesses  $V_p$  et  $V_e$  avec

$$V_p < V_T < V_e.$$

Ce modèle n'apporte cependant pas de changement par rapport au modèle des deux vitesses  $V_B$  et  $V_T$  de Fleischer et al., (1975).

Ces modèles supposent que  $V_B$  et  $V_T$  sont constantes. Mais dans le cas où  $V_T$  varie avec l'attaque de la trace, les cônes seront concaves ou convexes selon que cette vitesse diminue ou augmente avec la progression de l'attaque. C'est ce qui apparaît dans la figure 8.I, qui montre deux traces produites par des ions lourds du rayonnement cosmique dans la visière plastique du casque d'un astronaute Apollo. C'est aussi ce que l'on observe pour les traces de fission dans les verres (Fig. 9.I).

Les traces révélées peuvent aussi, dans les minéraux, présenter une section dont la géométrie reflète la symétrie du réseau cristallin du minéral car la vitesse  $V_B$  varie suivant les directions cristallographiques. C'est le cas des minéraux comme les micas ou l'apatite qui montre sur sa surface basale des traces de forme hexagonale (Fig. 10.I). Sur une section prismatique, les traces ont une forme de comète (Fig. 11.I).

### 7.1.2. Conclusion

La géométrie des traces révélées dépend donc du rapport des vitesses d'attaque  $V_B/V_T$ . Ainsi les traces en «aiguille» (cas des minéraux comme l'apatite et le zircon) correspondent aux cas où  $V_B$  est très faible devant  $V_T$ . Dans cette dernière, les traces sont révélées sur une face basale se présentent comme des canaux.

Dans le cas des traces elliptiques, la vitesse  $V_B$  n'est pas trop différente de  $V_T$ . C'est le cas des verres naturels tels que les obsidiennes.

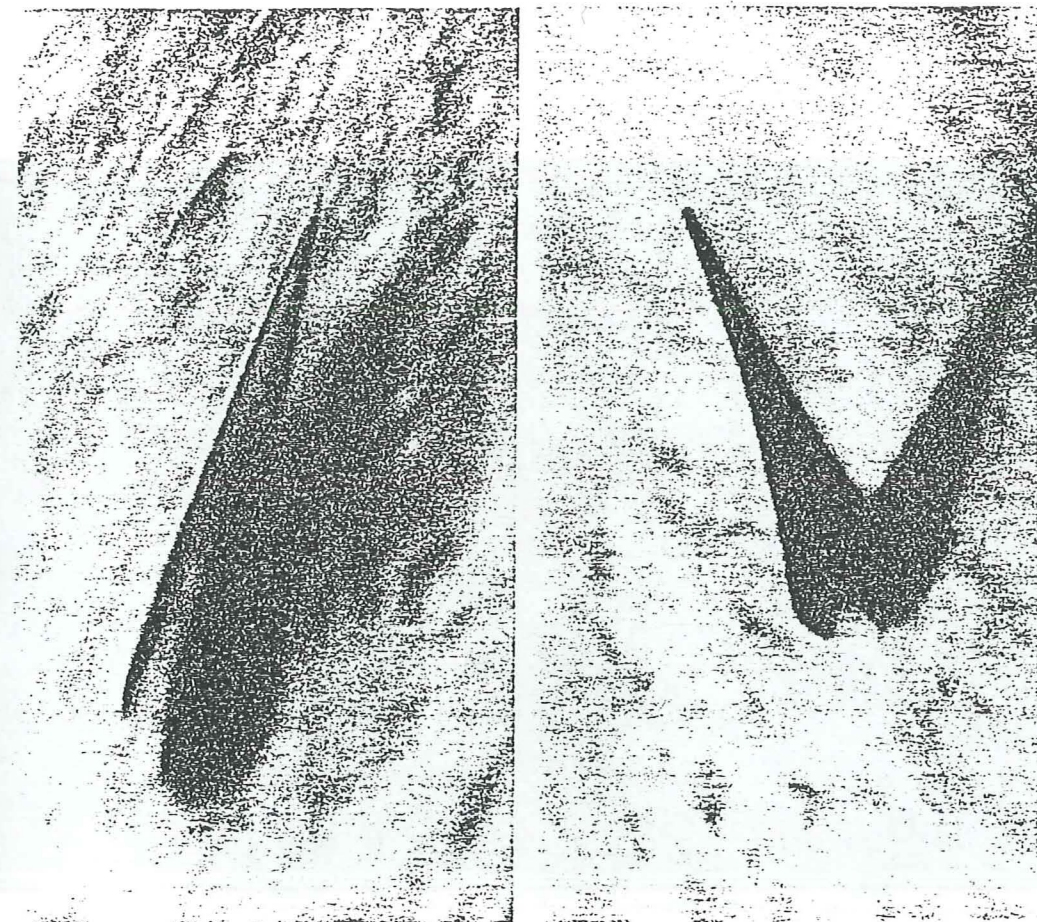


Fig. 8.I: Photographies de traces de rayonnement cosmique révélées sur la surface interne d'une visière (en Lexan) de casque spatial d'un astronaute Apollo. La courbure des parois des traces montre comment  $V_T$  varie avec la profondeur dans le Lexan.



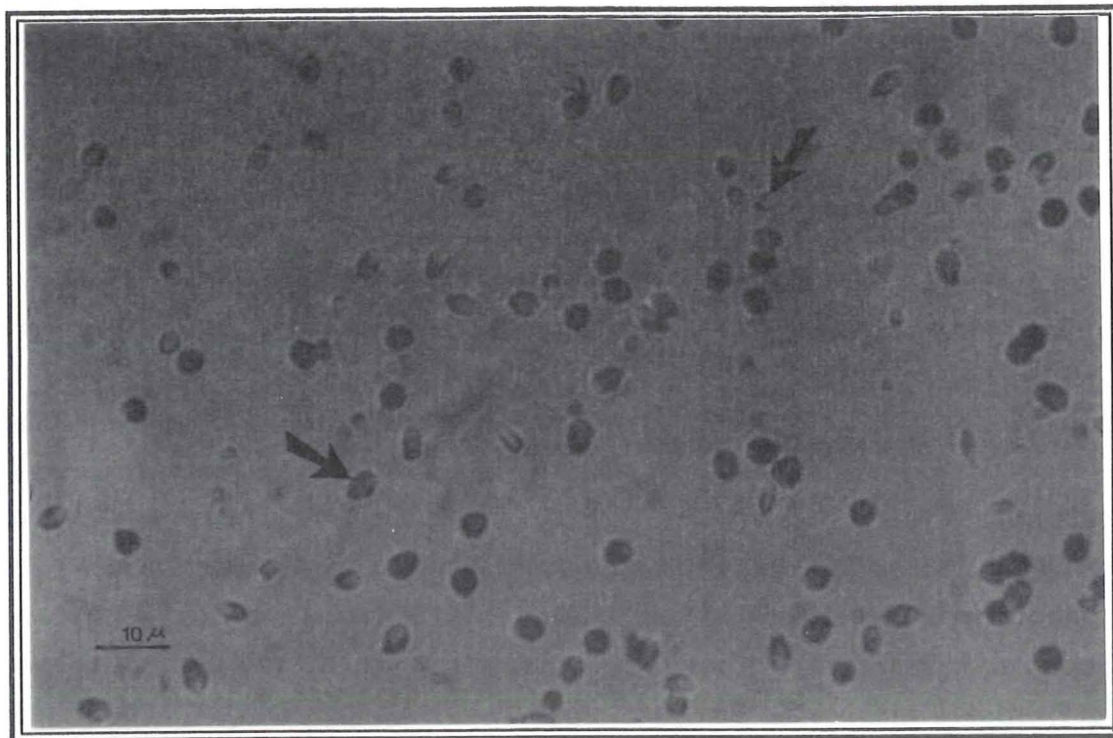


Fig. 9.I : Traces de fission induites (flèches) dans une obsidienne (Macusanite) du SE du Peru.

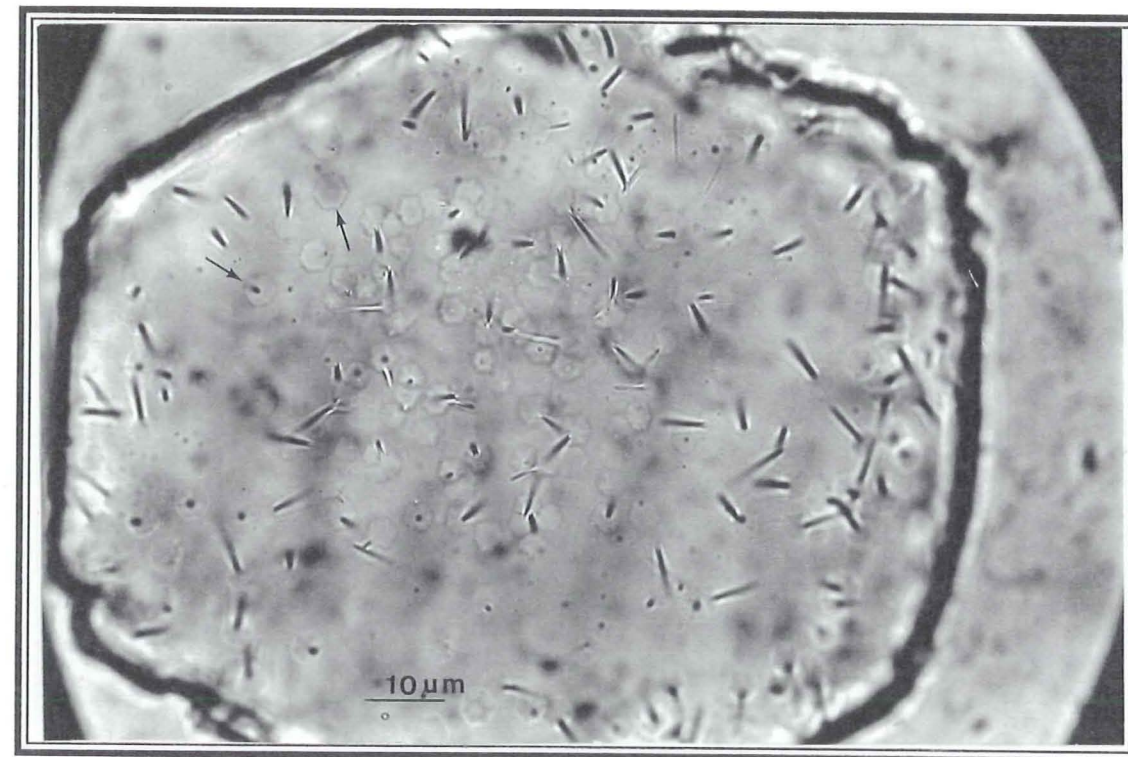


Fig. 10.I : Traces de fission spontanées sur une section basale d'apatite. Noter la forme hexagonale de l'intersection des traces avec la surface du minéral.



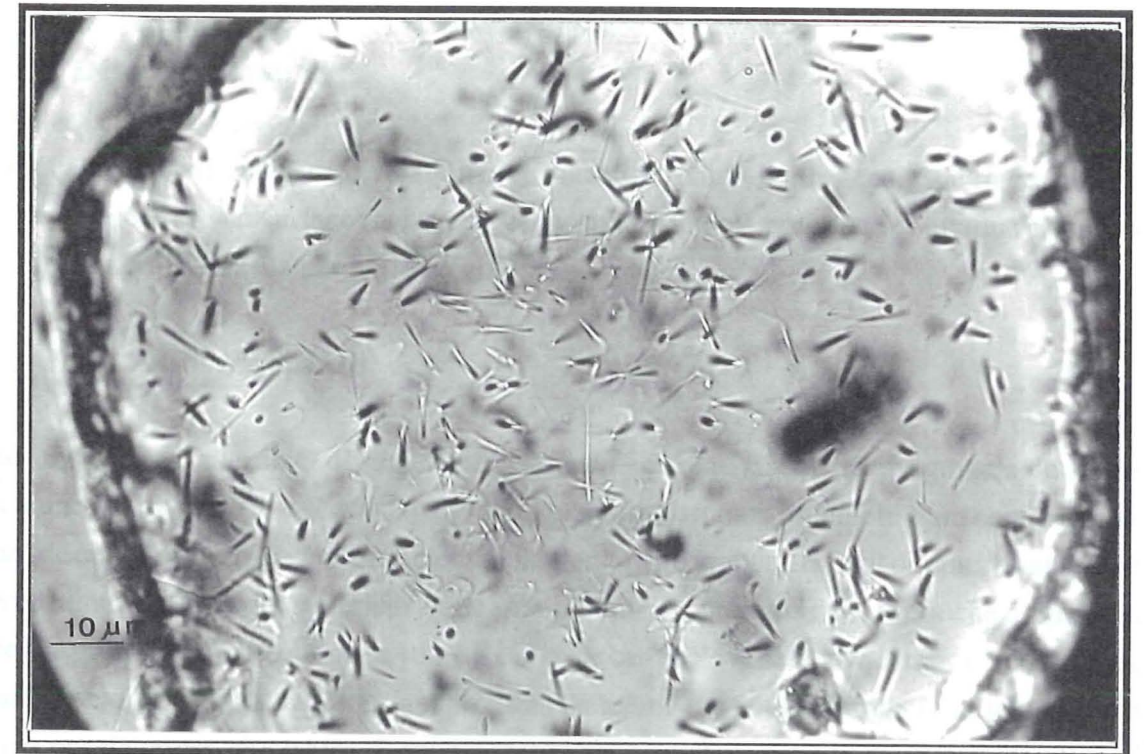


Fig. 11.I :Traces de fission spontanées sur une section prismatique d'apatite.



## 7.2. Efficacité de révélation des traces de fission

### 7.2.1- Définition

L'efficacité de révélation des traces  $\eta$  est le rapport entre le nombre de traces révélées sur une surface et le nombre de traces qui la recoupent effectivement, ( $\eta < 1$ ).

### 7.2.2. Détecteur interne

Pour calculer l'efficacité de révélation d'un détecteur, il faut lier la densité de traces qu'il est possible de révéler sur une surface interne (devenue externe après polissage et attaque chimique, (Fig. 12.I)), au nombre traces par unité de volume.

#### 7.2.2.a. Source épaisse

Sur une surface interne O d'un détecteur donné (Fig.12a.I), seuls les fragments de fission produits à une distance R ( $R < R_f$  où  $R_f$  est la longueur du parcours révélabile d'un seul fragment de fission) de cette surface parviendront éventuellement à la recouper. Il s'agit de ceux dont le trajet forme avec la surface un angle supérieur à une valeur limite  $\theta_L$ , produits dans la couche d'épaisseur dz, située à la profondeur z et telle que  $z+dz < R_f$ . C'est le cas de l'événement de fission 2. Par contre, l'événement 3 de la figure 12a.I, pourtant produit à la même profondeur, mais pour lequel  $\theta < \theta_L$  ne donnent pas de traces révélables. Donc les traces qui contribueront à la densité sont celles qui font un angle avec la surface d'attaque supérieur à  $\theta_L$  où:

$$\sin \theta_L = z/R.$$

La fraction des traces recoupant la surface provenant d'une couche d'épaisseur z et z+dz est égale à

$$1 - \sin \theta_L = 1 - (z/R) \quad (10.1)$$

Si n est le nombre d'événements de fission par unité de volume, le nombre total de traces originaires d'une unité de cette couche d'épaisseur dz et de profondeur z est:

$$n = dz(1 - (z/R)) \quad (11.1)$$

Après intégration sur toute la profondeur z de O à R, on obtient le nombre total des traces par unité de surface :

$$\rho_{2\pi} = n(1 - (z/R))dz = 1/2(nR) \quad (12.1)$$

C'est le nombre de traces intersectant la surface avec une géométrie  $2\pi$  stéradians. Pour une géométrie  $4\pi$  (quand la surface en question provient d'une coupe à l'intérieur du détecteur),



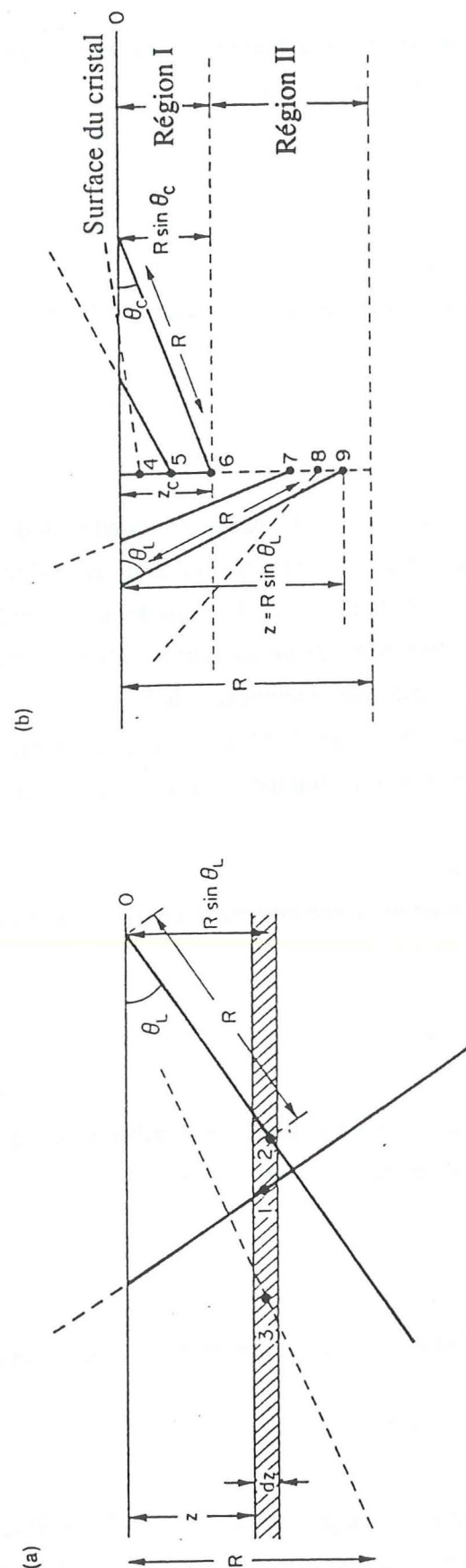


Fig. 12.1: Géométrie d'une "source épaisse" de traces. R: parcours d'un fragment de fission; dz: épaisseur d'une couche élémentaire du cristal où sont produits les événements de fission, situés à une profondeur z de la surface d'attaque (Durrani et Bull, 1987).

$$\rho_{4\pi} = nR.$$

La limitation de l'angle d'incidence de la particule par rapport à la surface dépend de l'angle critique d'attaque  $\theta_c$  ou  $\sin \theta_c = V_B/V_T$ . Ainsi toute la trace faisant un angle  $\theta < \theta_c$  ne sera pas révélée par l'attaque chimique (Fleischer, Price et Walker, 1964).

Il est donc utile de diviser la profondeur totale en dessous de la surface en deux régions:

1. La région I (Fig. 12b.I) s'étend de  $z = 0$  à  $z = z_c$  tel que:

$$z_c = R \sin \theta \quad (13.1)$$

La contribution à la densité de traces révélées d'une couche d'épaisseur dz et de profondeur z dans cette région est:

$$ndz \cos \theta d\theta = ndz(1 - \sin \theta) \quad (14.1)$$

Par intégration sur toute l'étendue de la région I donc de  $z = 0$  à  $z = z_c = R \sin \theta_c$ , on obtient la densité de traces sur toute cette région:

$$n(1 - \sin \theta_c) dz = n R \sin \theta_c (1 - \sin \theta_c) \quad (15.1)$$

2. La région II s'étend de  $z = z_c = R \sin \theta_c$  à  $z = R$ . Dans cette zone, pour qu'une trace soit révélée, il faut que le fragment de fission atteigne la surface. Dans ce cas  $\theta$  est toujours supérieur à  $\theta_c$ . Ici la contribution à la densité des traces de la couche dz dans cette seconde zone est:

$$ndz \cos \theta d\theta = n dz(1 - \sin \theta_c) = n dz(1 - (z/R)) \quad (16.1)$$

En intégrant sur toute la profondeur de la région I donc de  $z_c$  à R, on obtient :

$$n(1 - (z/R)) dz = nR((1/2) - \sin \theta_c + (1/2) \sin^2 \theta_c) \quad (17.1)$$

En additionnant les deux contributions à la densité de traces données par les équations (15.1) et (17.1) on obtient la densité totale des traces révélées dans une géométrie  $2\pi$ , enregistrées par unité de surface.

$$\rho_{2\pi} = (1/2) n R \cos^2 \theta_c \quad (18.1)$$

Cette équation diffère de l'équation (12.1) par le facteur multiplicatif  $\cos^2 \theta_c$ .

Dans le cas d'une géométrie  $4\pi$ , quand on tient compte des contributions à la densité de traces situées au dessus et en dessous de la surface d'attaque, la densité des traces de fission révélées est:

$$\rho_{4\pi} = n R \cos^2 \theta_c \quad (19.1)$$

Le rendement de révélation d'un détecteur interne de traces nucléaires,  $\eta_{int}$ , est dans tous les



cas (géométrie  $2\pi$  ou  $4\pi$ , cas de particules ou fragments de fission) donné par:

$$\eta_{\text{int}} = \text{Cos}^2\theta_c \quad (20.1)$$

#### 7.2.2.b. Source mince

La formule  $\eta_{\text{int}} = \text{Cos}^2\theta_c$  est en général applicable pour les sources épaisses. Dans le cas d'une source très mince tel que  $z \ll R$ ,  $\theta_c$  est le facteur dominant.

Dans ce cas, la fraction des traces internes recoupant la surface est donnée par la relation:

$$2\pi \text{Cos}\theta \, d\theta / 2\pi = 1 - \text{Sin}\theta \quad (21.1)$$

$$\text{donc } (\eta_{\text{int}})_{\text{source mince}} = 1 - \text{Sin} \theta_c \quad (\text{pour } z \ll R)$$

#### 7.2.3. Détecteur externe (source externe des traces)

##### 7.2.3.a. Source épaisse

Dans le cas d'une source externe dont l'épaisseur est plus grande que la longueur du parcours d'un fragment de fission, les calculs sont identiques à ceux du cas d'une source interne avec une géométrie  $2\pi$ . La densité des traces dans la surface du détecteur externe est:

$$\rho_{2\pi} = (1/2) n R \text{Cos}^2\theta_c \quad (22.1)$$

C'est la densité applicable à un détecteur externe en contact étroit avec une source de fissions induites.

##### 7.2.3.b. Source mince

Pour une mince source ( $z \ll R$ ), la fraction des traces révélables dans le détecteur externe est  $\eta = 1 - \text{Sin} \theta_c$ . Donc l'efficacité de révélation est:

$$\eta_{\text{ext}} = 1 - \text{Sin} \theta_c \quad (23.1)$$

#### 7.2.4. Conclusion

Quand  $\theta_c$  tend vers 0, ce qui est le cas pour les cristaux et les plastiques, le rendement de révélation  $\eta$ , aussi bien dans un détecteur interne que dans un détecteur externe, tend vers 1.

Pour les verres, où  $\theta_c$  peut être supérieur ou égal à  $30^\circ$ , le rendement de révélation  $\eta_{\text{int}} = \text{Cos}^2\theta_c < 0,75$  et  $\eta_{\text{ext}} = 1 - \text{Sin}\theta_c < 0,5$ .

## 8- CONCLUSION

Le passage d'ions lourds dans les réseaux cristallins et les verres diélectriques induit la formation de "traces latentes", c'est à dire non observables directement en microscopie optique. Ces traces sont des zones de dégâts intenses provoquées par le passage de particules hautement ionisées. La seule source significative des traces fossiles est la fission spontanée de  $^{238}\text{U}$ . Cette fission produit deux fragments-fils de masses inégales et deux à trois neutrons en libérant une énergie de 185 MeV. Cette énergie est distribuée sous forme d'énergie cinétique aux produits de fission qui sont éjectés selon des directions opposées créant ainsi des ionisations puis des répulsions électrostatiques des atomes du réseau cristallin. Ces traces, pour être observables en microscopie optique, doivent être révélées par une attaque chimique appropriée. Leur géométrie dépend du rapport des vitesses d'attaque du cristal et de la trace  $V_B/V_T$ .



## CHAPITRE II

### DATATION PAR TRACES DE FISSION PRINCIPES GENERAUX

#### 1- PRINCIPE GENERAL D'UNE DATATION ISOTOPIQUE

Une datation isotopique suppose la présence, dans le matériel à dater, d'un isotope instable. Cet isotope se désintègre avec le temps en donnant un ou plusieurs isotopes-fils stables. Le taux de désintégration d'un noyau-père radioactif est proportionnel au nombre d'atomes (N) présents au temps t.

$$\text{On a donc: } dN/dt = -\lambda N$$

$$\text{soit: } dN/N = -\lambda dt$$

(1.2)

où  $\lambda$  est la constante de désintégration, représentant la probabilité pour qu'un noyau se désintègre dans un intervalle de temps donné.

En intégrant cette équation on obtient:

$$\ln N = -\lambda t + C$$

(2.2)

La constante d'intégration C peut être évaluée quand

$$N = N_0 \text{ à } t = 0$$

$$C = \ln N_0$$

L'équation (2.2) s'écrit alors  $\ln N = -\lambda t + \ln N_0$

$$\ln N - \ln N_0 = -\lambda t$$

$$\ln N/N_0 = -\lambda t \Rightarrow N/N_0 = e^{-\lambda t}$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

(3.2)

Nous retrouvons ainsi en (3.2) l'équation fondamentale de la radioactivité. Dans les matériels géologiques, la quantité  $N_0$  n'est plus directement mesurable, et il n'est donc pas possible d'utiliser cette équation en géochronologie. On peut toutefois la transformer pour faire apparaître le nombre d'atomes-fils produits dans le temps t.

Le nombre d'atomes de l'isotope-fils  $F^*$  issu de cette désintégration au temps t est donné par:

$$F^* = N_0 - N$$

(4.2)

En remplaçant, dans l'équation (4.2), N par sa valeur donnée par l'équation (3.2) on obtient:

$$F^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t} = N_0(1 - e^{-\lambda t})$$

(5.2)

soit, en remplaçant  $N_0$  par sa valeur dans (3.2),

$$F^* = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1)$$

(6.2)

La décroissance d'un isotope instable avec le temps et la croissance corrélative de son descendant stable sont représentées dans la figure (1.II).

Dans le cas général, en géologie, le nombre total de noyaux des isotopes-fils, F, présents à l'heure actuelle dans le système où la désintégration a eu lieu (minéral, verre volcanique, etc...) comporte deux composantes: l'un  $F^*$ , lié à la désintégration in situ de l'isotope père, et l'autre,  $F_0$  déjà présent au moment de la formation du minéral, ou de sa fermeture vis à vis de cet isotope. Ainsi:

$$F = F_0 + F^*$$

soit:

$$F = F_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

(7.2)

C'est l'équation de base utilisée dans la datation isotopique des roches et des minéraux (Faure, 1986). Elle peut être résolue pour t, qui est l'âge du système.

$$(F - F_0)/N = e^{\lambda t} - 1$$

d'où l'âge:

$$t = 1/\lambda \ln\{[(F - F_0)/N] + 1\}$$

(8.2)

Les méthodes de datation radioactives reposent sur la détermination des abondances de N et de F qui sont des quantités mesurables et de  $F_0$  dont la valeur peut être soit supposée soit calculée à partir des données d'échantillons cogénétiques et de même âge.

La méthode de datation par traces de fission repose sur un phénomène physique qui est la fission de l'uranium. Dans ce cas  $F_0 = 0$ . La mesure de F et N est discutée ci-dessous.

#### 2- L'EQUATION D'AGE TRACES DE FISSION

Considérons un minéral contenant au temps  $t = 0$ ,  ${}^8N_0$  atomes d'uranium 238 par unité de volume. Après un temps t, le nombre d'atomes restants,  ${}^8N$ , est donné par la loi de désintégration totale de l'uranium:

$${}^8N = {}^8N_0 e^{(-\lambda t)}$$

(9.2)



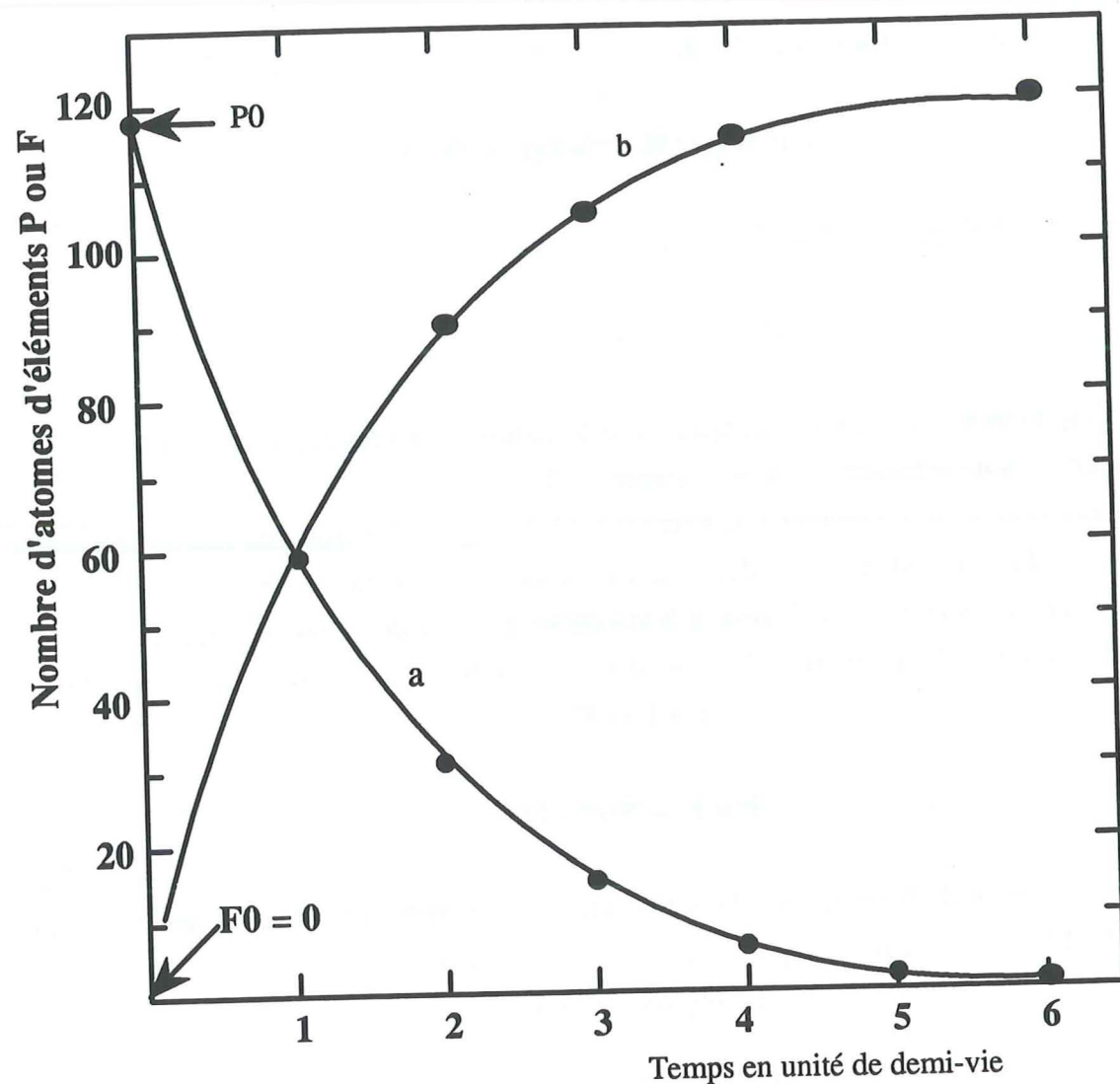


Fig. 1.II: Décroissance de l'élément père P en fonction du temps (en coordonnées cartésiennes): courbe a. Accumulation de l'élément fils F au cours du temps: courbe b (d'après Faure, 1986).

où:  $t$  est l'âge du minéral

$\lambda = (\lambda_\alpha + \lambda_f)$  est la constante de désintégration totale de l'uranium 238 avec:

$\lambda_\alpha$ : constante de désintégration par radioactivité  $\alpha$  de l' $^{238}\text{U}$ ;  $\lambda_\alpha = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$  (Jaffey et al., 1971).

$\lambda_f$ : constante de fission spontanée de l' $^{238}\text{U}$ .

$\lambda_f \sim 8 \times 10^{-17} \text{ an}^{-1}$

On considérera donc par la suite que  $\lambda = \lambda_\alpha$ , puisque  $\lambda_f$  est pratiquement négligeable devant  $\lambda_\alpha$ , ( $\lambda_f \sim 2 \times 10^{-6} \lambda_\alpha$ ).

Le nombre de désintégrations par unité de volume qui se sont produites pendant le temps  $t$ ,  ${}^8N_0 - {}^8N_t$  est donné par:

$${}^8N_0 - {}^8N = {}^8N(e^{\lambda t} - 1) \quad (10.2)$$

La plupart de ces événements correspondent à l'émission de particules  $\alpha$ . La fraction d'événements de fission est:  $\lambda_f / (\lambda_\alpha + \lambda_f) \sim \lambda_f / \lambda_\alpha$

Le nombre d'événements de fission  $N_f$  par unité de volume est:

$$N_f = (\lambda_f / \lambda_\alpha) {}^8N(e^{\lambda_\alpha t} - 1) \quad (11.2)$$

La densité de traces de fission spontanée,  $\rho_s$ , est liée à  $N_f$  par (Durrani et Bull, 1987):

$$\rho_s = {}^8\eta {}^8R N_f \quad (12.2)$$

${}^8R$ : parcours révélabile d'un fragment de fission de l' $^{238}\text{U}$

${}^8\eta$ : coefficient tenant compte du rendement de révélation des traces spontanées de l' $^{238}\text{U}$  (Cf. 7.2.1; Chapitre I)

En remplaçant, dans l'équation (11.2),  $N_f$  par sa valeur dans l'équation (12.2), on obtient:

$$\rho_s = (\lambda_f / \lambda_\alpha) {}^8N {}^8\eta {}^8R (e^{\lambda_\alpha t} - 1) \quad (13.2)$$

Pour connaître la teneur actuelle  ${}^8N$  en uranium 238, on utilise la propriété que possède l'isotope 235 de l'uranium de fissionner par capture de neutrons thermiques. L'irradiation du minéral considéré dans un réacteur nucléaire permet la fission induite d'un nombre  $N_i$  par unité de volume d'atomes d' $^{235}\text{U}$ , selon la relation:

$$N_i = {}^5N \sigma \Phi \quad (14.2)$$

$\sigma$  : section efficace

$\Phi$  : fluence de neutrons thermiques

${}^5N$  : nombre d'atomes d'uranium 235



Comme précédemment (équation 13.2), la densité de traces induites par unité de surface est:

$$\rho_i = {}^5\eta {}^5R {}^5N \sigma \Phi \quad (15.2)$$

On obtient l'équation d'âge en divisant (13.2) par (15.2), ce qui permet d'éliminer le terme inconnu  ${}^8N$ .

$$\rho_s/\rho_i = (1/\sigma\Phi) (\lambda_r/\lambda_\alpha) (e^{\lambda_\alpha t} - 1) ({}^8N/{}^5N) ({}^8\eta/{}^5\eta) ({}^8R/{}^5R) \quad (16.2)$$

d'où:

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[(\rho_s/\rho_i) (\lambda_\alpha/\lambda_r) ({}^5N/{}^8N) ({}^5\eta/{}^8\eta) ({}^5R/{}^8R) \sigma\Phi + 1] \quad (17.2)$$

${}^5N/{}^8N = I$ : Rapport isotopique de  ${}^{235}\text{U}$  /  ${}^{238}\text{U}$ . Ce rapport a été mesuré pour une large gamme d'échantillons terrestres et s'est révélé être constant et égal à  $7.2527 \cdot 10^{-3}$  (Cowan et Adler, 1976).

Les masses des isotopes  ${}^{235}\text{U}$  et  ${}^{238}\text{U}$  étant très proches, leurs produits de fission seront pratiquement les mêmes, et l'énergie libérée par la fission spontanée de  ${}^{238}\text{U}$  est très proche de celle de la fission induite de  ${}^{235}\text{U}$ . C'est à dire:  ${}^8R \sim {}^5R$ .

Par ailleurs, l'irradiation neutronique ne modifie pas la réactivité des minéraux et des verres vis à vis de l'attaque chimique de révélation des traces, soit  ${}^8\eta = {}^5\eta$ .

L'équation d'âge s'écrit donc:

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[(\rho_s/\rho_i) (\lambda_\alpha/\lambda_r) \sigma I \Phi + 1] \quad (18.2)$$

On retrouve donc une équation de la forme générale donnée en (8.2), avec  $F_0 = 0$ . Les termes  $\rho_s$  et  $\rho_i$  sont les équivalents, à un facteur près, de  $N$  et  $F$ .

Lorsque  $t < 100 \times 10^6$  ans, l'équation d'âge prend une forme simplifiée. Dans ce cas  $\lambda_\alpha t < 10^{-2}$  et  $e^{\lambda_\alpha t}$  tend vers 1. On peut donc remplacer le terme  $e^{\lambda_\alpha t}$  de l'équation (7.2) par les premiers termes de son développement limité:

$$e^{\lambda_\alpha t} = 1 + \lambda_\alpha t$$

L'équation d'âge devient

$$t = (\rho_s/\rho_i) \sigma I \Phi / \lambda_r \quad (19.2)$$

Les équations simplifiées (18.2) et (19.2) ne sont en principe utilisables que si:

1- Les traces de fission fossiles et induites se comportent de la même façon lors de l'attaque chimique,  ${}^8\eta$  étant effectivement égal à  ${}^5\eta$ .

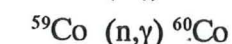
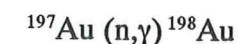
2- La valeur de toutes les constantes, c'est à dire,  $\lambda_\alpha$ ,  $\sigma$  et  $I$ , est connue avec une précision suffisante. Or, ce n'est pas le cas pour  $\lambda_r$  qui n'est connue qu'à environ 10% près (Bigazzi, 1981).

3- On sait mesurer avec une exactitude suffisante la fluence de neutrons thermiques.

### 3- PROBLEMES DE DOSIMETRIE NEUTRONIQUE ET DE LA CONSTANTE DE FISSION SPONTANEE DE ${}^{238}\text{U}$

#### 3.1- DOSIMETRIE NEUTRONIQUE

La dosimétrie neutronique en réacteur nucléaire est réalisée par activation avec le plus souvent des feuilles ou des fils de métaux de type Au, Cu, Co (purs ou sous forme d'alliages). Les réactions utilisées sont de type  $(n,\gamma)$ . Ainsi pour l'Or et le Cobalt ces réactions sont:



Dans la nature, le Cobalt par exemple, existe à 100% sous forme d'isotope  ${}^{59}\text{Co}$ , qui par capture d'un neutron se transforme en  ${}^{60}\text{Co}$  instable, soit directement, soit via son isomère le  ${}^{60m}\text{Co}$  qui se désexcite par émission de rayonnement  $\gamma$  avec une période de 10,5 minutes. Ces deux états ont pratiquement la même probabilité de formation. Le  ${}^{60m}\text{Co}$  se transforme complètement en  ${}^{60}\text{Co}$  dont la période est de 5,25 ans. Ce dernier donne le  ${}^{60}\text{Ni}$  par émission d'une particule  $\beta^-$  et d'émissions  $\gamma$  d'énergie  $E_1 = 1,3325 \text{ MeV}$  et  $E_2 = 1,1728 \text{ MeV}$ .

L'activité spécifique (nombre d'émissions  $\gamma$ /g/unité de temps) d'un moniteur de  ${}^{60}\text{Co}$  est déterminée par comparaison avec l'activité connue d'une source étalon du même isotope.

La dose de neutrons thermiques,  $\Phi$ , exprimée en neutrons par  $\text{cm}^2$  par sec, est déterminée par la relation:

$$\Phi = A' x 59 / \lambda \sigma m \text{Na} \quad (20.2)$$

avec:

$A'$  et  $\lambda$ : respectivement activité spécifique de la pastille témoin en Curies et constante de désintégration  $\beta^-$  du  ${}^{60}\text{Co} = 4,167 \pm 0,008 \times 10^{-9} \text{ sec}^{-1}$

$\sigma$ : section efficace de  ${}^{59}\text{Co} = 37 \text{ barns}$

$m$ : masse de la pastille exprimée en grammes

$\text{Na}$ : nombre d'Avogadro =  $6.023 \times 10^{23}$

$$A' = \lambda N({}^{60}\text{Co}) = \lambda \Phi \sigma N({}^{59}\text{Co}) = \lambda \Phi \sigma (m x \text{Na}) / 59$$

avec:

$N({}^{60}\text{Co})$ : nombre d'atomes  ${}^{60}\text{Co}$  de la pastille témoin

$N({}^{59}\text{Co})$ : nombre d'atomes de  ${}^{59}\text{Co}$  de la pastille témoin

Les laboratoires de géochronologie par traces de fission ne disposent pas, en général, de spectromètre  $\gamma$  et réalisent le plus souvent leur dosimétrie neutronique grâce à des verres standards contenant de l'uranium. Les plus généralement employés sont ceux fabriqués au National Institute



of Standards and Technology (NIST) appelé jadis National Bureau of Standards (NBS) des Etats Unis. Il s'agit de quatre séries de pastilles de verres d'environ 2 mm d'épaisseur et 12 mm de diamètre dont les références sont SRM («Standard Reference Materials») 961, 962 (ou 612), 963 et 964. Les plus utilisés dans la géochronologie par TF sont les 962 et 963 dont les teneurs en uranium sont respectivement de 37,38 ppm et de 0,823 ppm. Les verres 962 sont la forme commerciale des verres 612. Le kit fourni par le NIST, pour chacun de ces verres, renferme 6 pastilles. La figure (2.II) montre l'un de ces kits pour une série de moniteurs 962a. Dans ce kit, deux verres ont déjà été irradiés dans les positions RT-3 et RT-4 du réacteur du NIST à Gaithersburg, Maryland. La réalisation d'une dosimétrie par ces verres se fait de la façon suivante: on irradie avec le matériel à étudier une ou plusieurs de ces pastilles. Après irradiation, on révèle les traces de fission produites dans ces verres ou dans un détecteur externe (mica, plastique) maintenu contre ces moniteurs durant l'irradiation. On traite de la même façon le matériel irradié au NIST (c'est à dire verre ou mica associés des positions RT-3/RT-4). On peut écrire:

$$\rho_x / \rho_{st} = \Phi_x / \Phi_{st}$$

où:

$\rho_x$  et  $\rho_{st}$  sont respectivement les densités des traces dans les moniteurs de verre (ou dans leurs détecteurs externes) de l'irradiation x et de l'irradiation de référence pratiquée au NIST.

$\Phi_x$  et  $\Phi_{st}$  la fluence cherchée et la fluence de référence.

La fluence des échantillons RT-3/RT-4 a été préalablement déterminée au NIST, avec des feuilles d'Au, de Co, de Cu et Fe, selon le dispositif indiqué dans la figure (3.II).

La fluence du matériel à dater est donc:

$$\Phi_x = (\rho_x / \rho_{st}) \times \Phi_{st} \quad (21.2)$$

Cette procédure permet d'obtenir une précision sur la mesure des fluences de l'irradiation de l'ordre de 1% (Cf. Chapitre IV). En effet cette précision ne dépend que du nombre de traces comptées. Pour un laboratoire de datation par traces de fission, elle présente l'avantage de ne nécessiter aucune autre technique accessoire.

Cette procédure, est entachée d'une *erreur systématique* non négligeable, et variable selon le moniteur considéré. On constate, par exemple, dans le tableau (1.II) que les valeurs recommandées de la fluence neutronique de l'irradiation RT-3, pour les verres 962a, celles données respectivement par le Cuivre et l'Or, diffèrent d'environ 10%, soit:

$$4,37 \pm 0,09 \text{ (x } 10^{14} \text{ n/cm}^2\text{) pour le Cuivre et}$$

$$4,75 \pm 0,05 \text{ (x } 10^{14} \text{ n/cm}^2\text{) pour l'Or}$$

La nature de ces différences tient d'une part, à ce que les probabilités de capture d'un neutron par un isotope donné, exprimée par sa section efficace de capture  $\sigma_T$ , varie avec l'énergie des

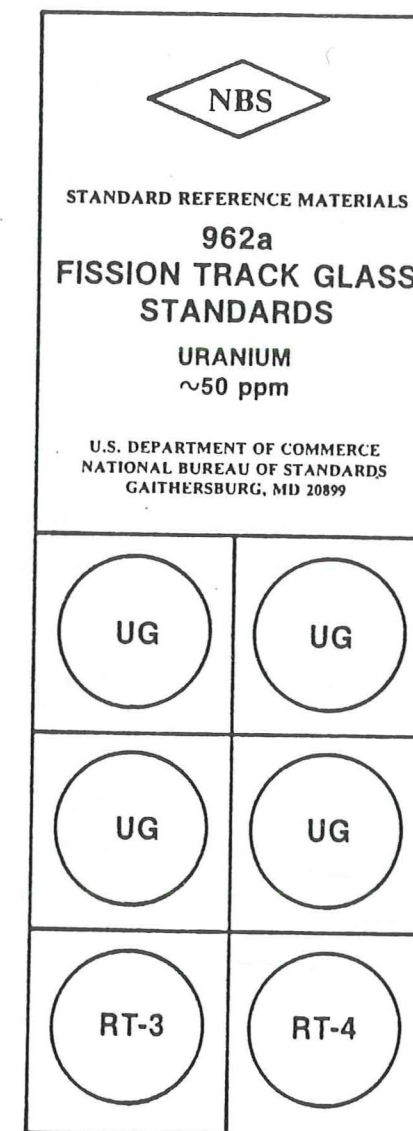


Fig. 2.II: Kit commercialisé par le "National Institute of Standards and Technology" des Etats Unis pour la mesure des fluences neutroniques au moyen de pastilles de verres standards renfermant une quantité connue d'uranium. Les verres marqués UG n'ont jamais été irradiés. Les verres marqués RT-3 et RT-4 ont été irradiés respectivement dans les positions RT-3 et RT-4 du réacteur nucléaire du NIST, à Gaithersbourg, dans une fluence connue des neutrons thermiques. Ces deux derniers verres étaient équipés pour cette irradiation de deux détecteurs externes de traces (muscovite et lexan). La référence "962a" sur la pochette du kit indique qu'il s'agit de moniteurs renfermant 37,38 ppm d'uranium (leur teneur "nominale" indiquée est d'environ 50 ppm). D'après Carpenter, 1984.



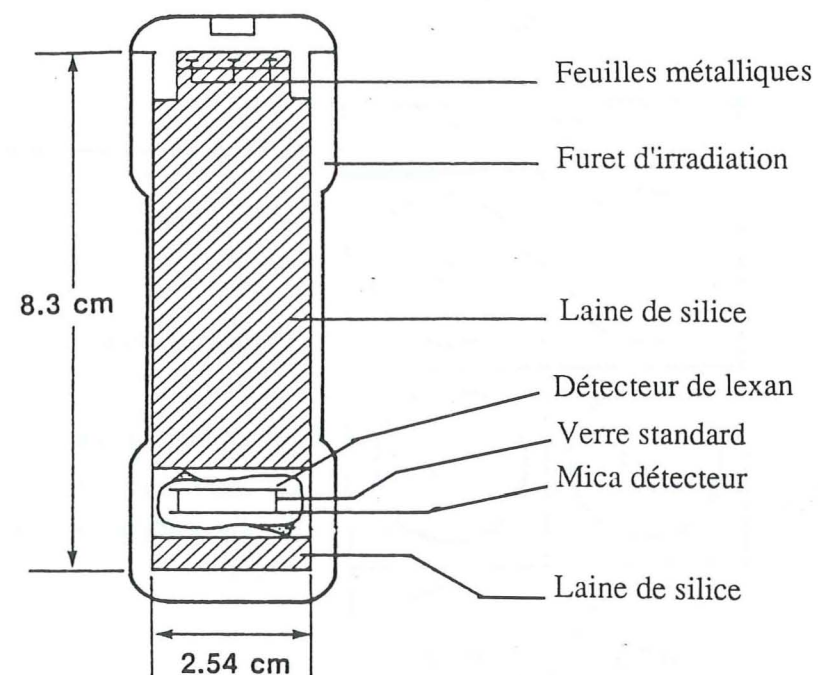


Fig. 3.II: Schéma montrant le montage réalisé dans le furet du réacteur du NIST à Gaithersbourg pour la calibration des verres moniteurs: les verres avec leurs détecteurs externes sont situés à environ 7 cm des feuilles d'or et de cuivre utilisées pour la dosimétrie neutronique (d'après Carpenter 1984). Un tel dispositif suppose l'utilisation d'une position d'irradiation telle que le flux de neutrons soit homogène en tout point du furet.

Feuilles de métal	Positions dans le réacteur NIST	
	RT-3	RT-4
Cuivre (Cu)	$4,37 \pm 0,09$	$3,87 \pm 0,07$
Or (Au)	$4,75 \pm 0,05$	$4,17 \pm 0,08$
Fer (Fe)	$4,25 \pm 0,16$	$3,89 \pm 0,08$
Cobalt (Co)	$4,49 \pm 0,19$	$3,79 \pm 0,12$

Tableau 1.II- Valeurs moyennes des fluences neutroniques pour les verres standards SRM 962a ( $\times 10^{14} \pm 1\sigma$  n/cm<sup>2</sup>). (D'après Carpenter, 1984)



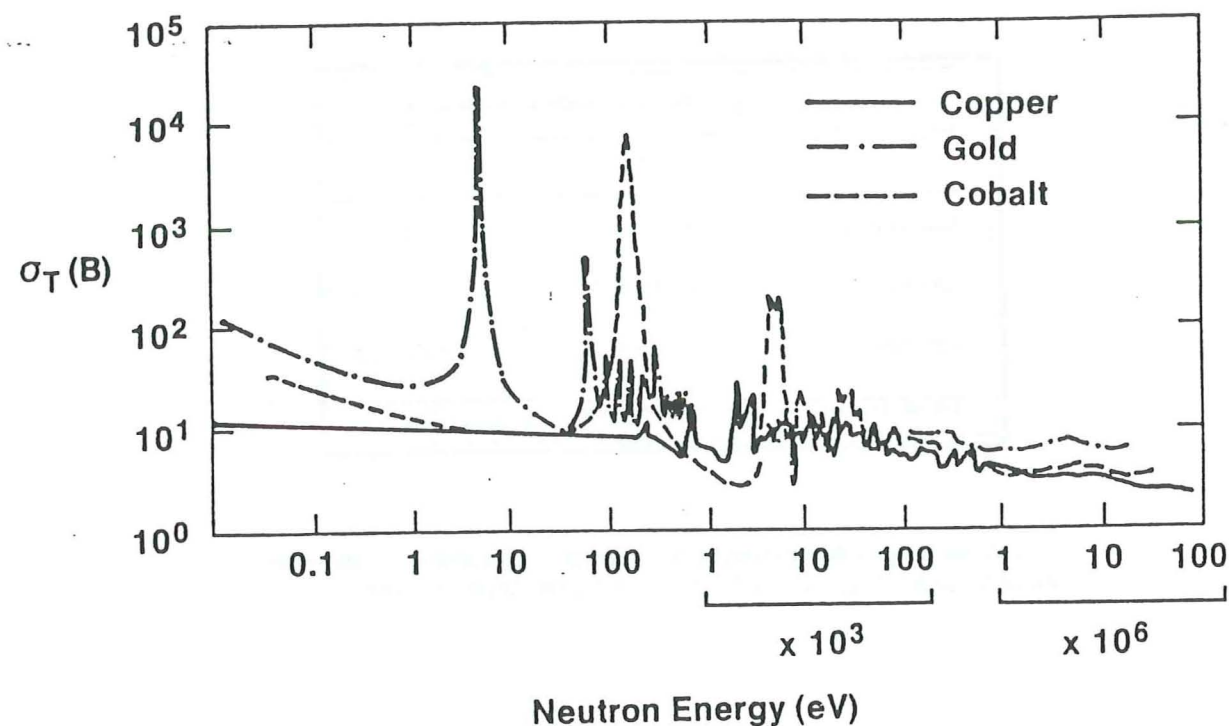


Fig. 4.II: Sections efficaces pour la capture des neutrons pour le cuivre, le cobalt et l'or en fonction de leur énergie exprimée en eV.

neutrons et n'est connue qu'avec une certaine approximation (Fig. 4.II). D'autre part, la distribution des vitesses des neutrons dans la position d'irradiation peut ne pas correspondre exactement à la distribution théorique de Maxwell-Boltzmann des neutrons thermiques. En effet, les fluences de neutrons thermiques sont calculées par rapport à la section efficace de capture d'un neutron de 0,025 eV (correspondant à une vitesse de 2200 m/s) pour un isotope déterminé.

Par ailleurs, la fonction  $\sigma(E)$  de l' $^{235}\text{U}$  est différente de celle des moniteurs considérés. On doit donc, dans toute datation par TF, tenir compte de ces erreurs systématiques dans la dosimétrie neutronique. Nous verrons ci-dessous comment on peut contourner ce problème.

### 3.2- LA CONSTANTE DE FISSION SPONTANÉES DE $^{238}\text{U}$ ( $\lambda_f$ )

Depuis 1940, beaucoup de mesures de la constante de fission spontanée de  $^{238}\text{U}$  ont été effectuées. Bigazzi (1981) donne une compilation de plus de 40 mesures de  $\lambda_f$ . Ces valeurs sont comprises entre  $0,7 \cdot 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$  et  $28 \cdot 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ , (tableau 2.II). La grande majorité des mesures est entre  $7$  et  $8,5 \cdot 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ .

Actuellement, il n'y a pas de consensus général sur la valeur de  $\lambda_f$  (Hurford, 1990). De nouveau, comme pour la fluence neutronique, nous retrouvons dans un des paramètres de l'équation d'âge une erreur systématique de l'ordre de  $\pm 10\%$ . La méthode de datation par TF ne peut donc pas prétendre à une grande exactitude si elle est pratiquée comme une méthode absolue. Par contre lorsqu'on l'utilise comme une méthode comparative, elle peut donner de bien meilleurs résultats.

Deux grands types de «calibrations géologiques» sont actuellement utilisées:

- la méthode de  $\lambda_f$  «opérationnelle»
- la méthode «zeta»

#### 3.2.1- Méthode du $\lambda_f$ «opérationnelle»

On peut considérer  $\lambda_f$  comme un paramètre ajustable expérimentalement si l'on utilise des échantillons géologiques standards d'âges connus. En effet, en irradiant des aliquotes de tels échantillons aux neutrons thermiques avec un verre moniteur NIST, on peut calculer une valeur opérationnelle de  $\lambda_f$  selon l'équation:

$$\lambda_f(\text{opérationnelle}) = (\rho_s/\rho_i)_{st} \sigma I \Phi / t_{st} \quad (22.2)$$

où  $(\rho_s, \rho_i)_{st}$ : sont respectivement les densités de traces fossiles et induites du standard

$t_{st}$  : âge du standard

$\Phi$  : fluence calculée d'après les moniteurs NIST

Dans ce travail, nous avons adopté pour  $\lambda_f$  la valeur de  $7,03 \cdot 10^{-17} \text{ an}^{-1}$  (Roberts et al. 1968) avec une dosimétrie réalisée au moyen des moniteurs NIST 962 et 963. Cette valeur, qui correspond à une calibration effectuée par le groupe de l'Institut Dolomieu (Bigazzi et al., 1988a et résultats



Author	Year	$\lambda_{\alpha}$ of $^{238}\text{U}$ ( $\times 10^{-17} \text{yr}^{-1}$ )	Method
Flerov and Petrzhak	1940	$0.7 \pm 7$	Ion chamber
Maurer and Pose	1943	$28 \pm 7$	$\text{BF}_3$ -U par. counter
Pose	1943	$22 \pm 2$	$\text{BF}_3$ - par. counter
Sharff- Goldhaber and Klaiber	1946	23	Ion chamber
Perfilov	1947	$5.3 \pm 0.8$	Phot.emulsions
Whitehouse and Galbraith	1950	$8.38 \pm 0.52$	Ion chamber
Segrè	1952	$8.60 \pm 0.29$	Ion chamber
Hoff Lu and Hsuan-Ling Tsao	1952	$1.7 \pm 0.2$	Ion chamber
Kuroda and Edwards	1954	$11.7 \pm 1.2$	$^{90}\text{Sr}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Kuroda and Edwards	1954	$11.4 \pm 2.8$	$^{90}\text{Sr}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Podgurskaia et al.	1955	$6.9 \pm 1.0$	Ion chamber
Kyroda et al.	1956	$6.7 \pm 0.7$	$\text{I}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Parker and Kuroda	1956	$8.3 \pm 0.8$	$^{99}\text{Mo}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Kuroda and Edwards	1957	$11.7 \pm 0.8$	$^{140}\text{Ba}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Parker and Kuroda	1958	$8.7 \pm 0.5$	$^{99}\text{Mo}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Kuz'minov et al.	1959	$10.7 \pm 0.5$	$\text{BF}_3$ -U par. counter
Gerling et al.	1959	$11.9 \pm 1.0$	Xe content
Fleischer and Price	1964	$6.6 \pm 0.8$	Mica- U Sandwich
Fleischer and Price	1964	$6.9 \pm 0.2$	FT and K/Ar - Rb/Sr ages
Rao and kuroda	1966	$7.8 \pm 0.9$	$^{132}\text{Te}/^{238}\text{U}$ eq. ratio
Spadavecchia and Hahn	1967	$8.42 \pm 0.10$	Rot. bubb. chamber
Ishimori et al.	1967	$9.64 \pm 0.05$	Fission products from U
Shukoljukov et al.	1968	$10.3 \pm 0.5$	Xe content
Robert et al.	1968	$7.03 \pm 0.11$	Mica-U sandwich
Von Gunten	1969	$8.66 \pm 0.22$	Fission products from U
Storzer	1970	$8.49 \pm 0.76$	FT in dated U glass
Kleeman and Lovering	1971	$6.8 \pm 0.6$	Lexan- U sandwich
Leme et al.	1971	$7.30 \pm 0.16$	Mica- U sandwich
Nishimura	1972	$7.0 \pm 0.3$	FT in dated minerals
Gentner et al.	1972	8.4	FT and K/Ar or known ages
Khan and Durrani	1973	$6.82 \pm 0.55$	Mica-U sandwich
Suzuki	1973	7.5	FT and K/Ar ages
Ivanov and Petrzhak	1975	$7.12 \pm 0.32$	Mica- U sandwich
Emma and Lonigro	1975	$7.2 \pm 0.2$	Mica- U sandwich
H.G. De Carvalho et al.	1975	$11.55 \pm 0.77$	Phot. emulsions
Wagner et al.	1975	$8.7 \pm 0.6$	FT in known age glass
Thiel and Herr	1976	$8.57 \pm 0.42$	FT in known age glass
Hurford and Gleadow	1977	$7.0 \pm 0.28$	FT in known age minerals
Naeser et al.	1977	6.85	FT and K/Ar ages
T.D. Märk et al.	1977	$10.1 \pm 1.2$	Makrofol-U sandwich
Nishimura	1978	$7.1 \pm 0.6$	Policarb./Mica-U sandwich

Tableau 2.II - Valeurs de la constante de fission spontanée de l'uranium 238 de 1940 à 1981. (D'après Bigazzi et al. 1981.)

non publiés).

### 3.2.2-Méthode de calibration zéta «Z»

La dépendance des âges traces de fission à l'égard de la constante de fission spontanée  $\lambda_{\alpha}$  et du la fluence de neutrons thermiques a conduit Hurford et Green (1982) à proposer une alternative de calcul d'âges TF. Cette méthode, appelée «calibration zéta» consiste à irradier les échantillons d'âge inconnu  $x$  avec un échantillon «standard» d'âge connu.

L'équation d'âge pour un échantillon d'âge inconnu est:

$$t_x = 1/\lambda_{\alpha} \text{Ln}[1+(\rho_s/\rho)_x \lambda_{\alpha}(\sigma I\Phi/\lambda_{\alpha})] \quad (23.2)$$

Dans cette équation les paramètres qui constituent une source d'erreurs systématiques sont groupés en un facteur de calibration appelé «Z» et noté Z:

$$Z = \sigma I\Phi/\lambda_{\alpha} \quad (24.2)$$

Si les densités de traces spontanées et induites sont mesurées sur un échantillon d'âge connu (standard), on peut écrire:

$$t_{st} = 1/\lambda_{\alpha} \text{Ln}[1+(\rho_s/\rho)_{st} \lambda_{\alpha}(\sigma I\Phi/\lambda_{\alpha})] \quad (25.2)$$

La valeur de «Z» est calculée à partir du rapport des densités de traces fossiles et induites comptées dans l'échantillon standard:

De l'équation (16.2) ce rapport est donc:

$$\begin{aligned} (\rho_s/\rho)_{st} &= (\lambda_{\alpha}/\lambda_{\alpha}) (e^{\lambda_{\alpha} t_{st}} - 1)/\sigma I\Phi \\ &= (e^{\lambda_{\alpha} t_{st}} - 1)/\lambda_{\alpha} Z \end{aligned} \quad (26.2)$$

$$\text{donc } Z = (e^{\lambda_{\alpha} t_{st}} - 1)/\lambda_{\alpha} (\rho_s/\rho)_{st} \quad (27.2)$$

Cette équation peut être simplifiée quand l'âge de l'échantillon standard est très inférieur à la demi-vie de  $^{238}\text{U}$ .

$$[e^{\lambda_{\alpha} t_{st}} - 1] = \lambda_{\alpha} t_{st} \quad (28.2)$$



$$\text{Dans ce cas: } Z = t_{st} / (\rho_s / \rho_i)_{st} \quad (29.2)$$

L'âge de l'échantillon inconnu devient alors:

$$t_x = 1/\lambda_\alpha \text{ Ln } \{1 + [(\rho_s / \rho_i)_x / (\rho_s / \rho_i)_{st}] \lambda_\alpha t_{st}\} \quad (30.2)$$

La dose de neutrons thermiques est reliée à la densité de traces de fission induites dans le verre NIST ( $\rho_d$ ) par la relation:

$$\Phi = B \rho_d \quad (31.2)$$

où B est une constante de calibration

$\rho_d$  est la densité de traces induites comptée dans le détecteur externe (mica) mis en contact avec le verre standard.

En remplaçant, dans l'équation d'âge (équation (18.2)) le flux  $\Phi$  par sa valeur, on obtient:

$$t_x = 1/\lambda_\alpha \text{ Ln}[1 + (\rho_s / \rho_i) (\lambda_\alpha / \lambda_f) B \rho_d \sigma I] \quad (32.2)$$

Le facteur de calibration Zéta est redéfini et noté par mesure de clarté par le symbole  $\zeta$ .

$$\zeta = B \sigma I / \lambda_f \quad (33.2)$$

L'équation d'âge devient:

$$t_x = 1/\lambda_\alpha \text{ Ln}[1 + (\rho_s / \rho_i) \lambda_\alpha \rho_d \zeta] \quad (34.2)$$

Le paramètre  $\zeta$  est déterminé en irradiant les verres dosimètres avec l'échantillon standard d'âge connu. Après l'irradiation les densités de traces dans le verre NBS ( $\rho_d$ ) et dans le minéral standard ( $\rho_i$ ) sont déterminées par comptage des traces dans les détecteurs externes (micas) préalablement mis en contact avec les verres standards. La valeur de  $z$  pour un dosimètre donné est calculée à partir de l'équation (26.2) en remplaçant  $\Phi$  par  $B\rho_d$  (éq. 31.2):

$$(\rho_s / \rho_i)_{st} = (\lambda_f / \lambda_\alpha) e^{\lambda_\alpha t_{st}} - 1 / B \rho_d \sigma I \quad (35.2)$$

En remplaçant  $\zeta$  de l'équation (33.2) dans la formule (35.2) on obtient:

$$(\rho_s / \rho_i)_{st} = [e^{\lambda_\alpha t_{st}} - 1] / \lambda_\alpha \zeta \rho_d \quad (36.2)$$

$$\text{d'où } \zeta = [e^{\lambda_\alpha t_{st}} - 1] / (\lambda_\alpha (\rho_s / \rho_i)_{st} \rho_d) \quad (37.2)$$

Donc, le paramètre « $\zeta$ » calculé pour un verre dosimètre peut être utilisé pour déterminer l'âge d'un minéral à partir de l'équation (34.2) à condition que le verre standard et le minéral d'âge inconnu soient irradiés ensemble et  $\rho_d$  est mesurée par comptage des traces dans le détecteur externe (mica).

Cependant, les échantillons d'âge connu, pour être utilisés comme standards d'âges doivent provenir d'une formation géologique dont la stratigraphie est bien détaillée, refroidis très rapidement après leur mise en place, et n'ayant jamais subis d'événements thermiques ultérieurs. Les âges traces de fission de ces roches doivent être concordants avec ceux des autres méthodes de datation isotopique comme les méthode K/Ar et Rb/Sr et l'âge stratigraphique. Ils doivent être fournis en grandes quantités pour satisfaire la demande. Ce sont les roches volcaniques qui peuvent remplir ces conditions. On trouvera dans le tableau (3.II) les standards d'âges recommandés par ces datations par traces de fission.

#### 4- PROCEDURES DE DATATION PAR TRACES DE FISSION

Plusieurs techniques de datation par traces de fission ont été mises au point. Gleadow, (1980, 1981), a regroupé les plus utilisées sous cinq catégories générales (Fig. 5.II):

- 1- la méthode des populations
- 2- la méthode du détecteur externe
- 3- la méthode des différences (ou de soustraction)
- 4- la méthode du double polissage
- 5- La méthode de la double attaque chimique

Le choix dépend de plusieurs facteurs parmi lesquels: la teneur en uranium du matériel à dater et son homogénéité, sa composition chimique et la stabilité du détecteur vis à vis des traitements thermiques.

les deux méthodes les plus couramment utilisées sont celles des populations et du détecteur externe.

##### 4.1- LA METHODE DES POPULATIONS

Cette méthode proposée par Naeser (1967), est adaptée à la datation des minéraux de petites dimensions (d'environ quatre-vingts microns à quelques centaines de microns), et dans lesquels l'uranium est distribué de façon relativement homogène. C'est typiquement le cas des apatites. Après broyage, tamisage et séparation des minéraux, deux aliquotes de quelques centaines de grains sont séparés de la population totale d'apatites. Le premier lot sert pour le comptage des traces spontanées. Dans le deuxième lot, ces traces sont effacées à la suite d'un traitement thermique en laboratoire. Ce lot est ensuite envoyé en réacteur nucléaire pour faire fissionner l'uranium 235.



Roches/provenances	Âges recommandés en Ma		Minéraux standards pour TF
	K-Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
Fish Canyon Tuff Colorado, USA	$27,9 \pm 0,7$ (1) $27,42 \pm 0,41$ (4 phases*) (2)	$27,46 \pm 0,50$ (Biotite) (2)	Zircons Apatites
Durango Mexique	$30,64 \pm 0,67$ (5)	—	Apatites
Tardree Rhyolite Irlande du Nord	$58,7 \pm 1,1$ (Sanidine) (3)	$59,1 - 60,2$ (3)	Zircons
Bishop Tuff California, USA	$0,740 \pm 0,014$ (Sanidine) (2)	$0,732 \pm 0,035$ (Sanidine) (2)	Zircons
Buluk Member Tuff Nord du Kenya	$16,6 \pm 0,5$ Feldspath (4)	—	Zircons

(1) Steven et al. (1967)

(2) Hurford et Hammerschmidt, (1985)

(3) Hurford et Green, (1983)

(4) Hurford et Watkins, (1987)

(5) Naeser et Fleischer, (1975)

(\*) : Les 4 phases sont la sanidine, la biotite, les plagioclases, l'hornblende.

TF: Traces de Fission

Tableau 3.II- Principaux standards d'âges utilisés en traces de fission

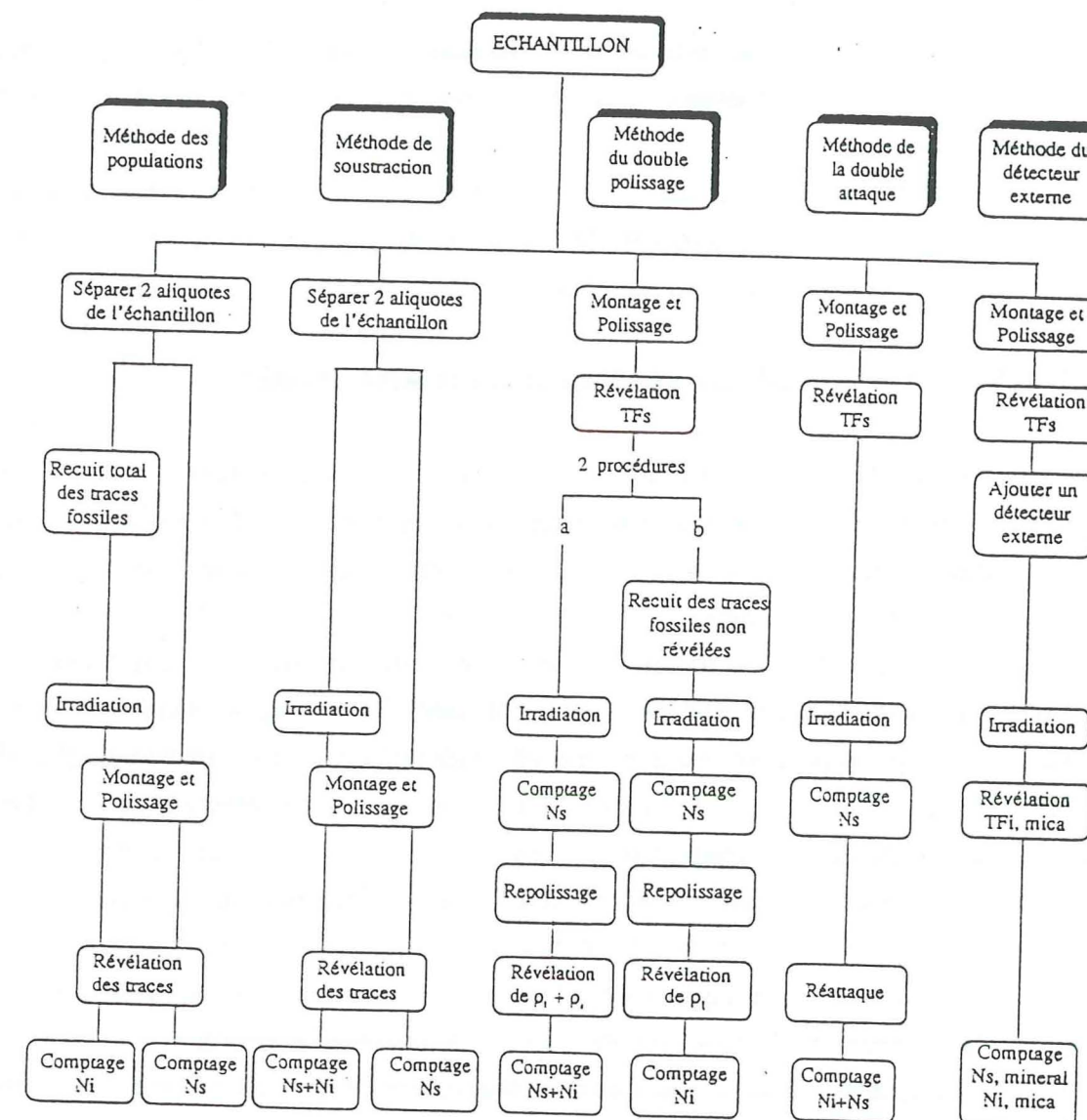


Fig. 5.II: Représentation schématisée des principales procédures de datation par traces de fission. Les méthodes des populations et du détecteur externe sont les plus largement utilisées. TFs; TFi; Ns et Ni sont respectivement traces de fission fossiles (ou spontanées) et traces de fission induites, nombre de traces fossiles et induites. (D'après Hurford et Green, 1982).



Après retour, les cristaux des deux aliquotes sont montés dans une même pastille d'araldite afin que les conditions de révélation des traces spontanées et induites soient identiques.

Les grains sont ensuite usés à l'aide d'un abrasif pour dégager une surface interne. Cette surface est située à une distance au moins égale à la longueur d'un fragment de fission (de l'ordre de  $10\ \mu\text{m}$ ), de leur surface externe, puis polis. Après attaque chimique, les traces spontanées et induites sont révélées puis comptées au microscope optique, en lumière transmise, pour obtenir les densités de ces traces.

Cette méthode nécessite une répartition en uranium relativement homogène et constante dans les cristaux du minéral considéré. La densité de traces obtenue est donc la moyenne arithmétique du nombre de traces comptées dans chaque grain.

#### 4.2- LA METHODE DU DETECTEUR EXTERNE (MDE)

Dans la méthode du détecteur externe, chaque cristal est individuellement daté. On détermine ainsi les densités de traces spontanées et induites relatives à chaque cristal. Les problèmes associés aux variations des teneurs en uranium d'un cristal à l'autre, et dans une certaine mesure au sein d'un même cristal, seront donc surmontés.

Pour appliquer cette méthode, un certain nombre de grains (de 10 à plus d'une centaine) sont montés, polis puis attaqués pour révéler les traces spontanées. Ces montages sont ensuite appliqués contre une feuille de plastique (kapton, lexan, etc.) dont les teneurs en uranium sont négligeables, ou une feuille de mica muscovite ( $U < 1$  à  $10\ \text{ppb}$ ) qui jouent le rôle de détecteur externe. Le tout est ensuite irradié en réacteur nucléaire. Les fissions de  $^{235}\text{U}$  qui ont lieu dans le minéral à dater à une profondeur inférieure ou égale à  $R$  ( $R$  = parcours révétable moyen d'un fragment de fission), ont une certaine probabilité d'envoyer un fragment de fission dans le détecteur externe qui donnera une trace. Après irradiation, on attaque ce détecteur pour la révélation des traces induites.

Cette méthode nécessite la prise en considération de quelques précautions:

1- la concentration en uranium du détecteur externe doit être négligeable par rapport à celle des minéraux datés. Un travail préliminaire pour sélectionner les micas est donc nécessaire. Leur teneur en uranium doit être au maximum de quelques p.p.b.

La méthode du détecteur externe est conseillée dans le cas des minéraux dont la structure est modifiée par suite d'un traitement thermique: minéraux métamictes par exemple, comme le sphène et le zircon, ou ceux dans lesquels la répartition de l'uranium est hétérogène comme à nouveau le zircon et le sphène.

#### 5-PRECISION SUR UN AGE TRACE DE FISSION

La précision d'un âge traces de fission a suscité un intérêt considérable, surtout au cours de cette dernière décennie. De nombreux auteurs se sont penchés sur ce problème et ont développé diverses méthodes de calcul de l'incertitude sur un âge TF (Naeser et al., 1978; Johnson et al., 1979; McGee et al., 1979, 1981, 1985; Green, 1980, 1981; Chaillou et Chambaudet, 1981; Bardsley,

1983a,b, 1984; Galbraith, 1984, 1985; Galbraith et Laslett, 1985; Bigazzi et al., 1986). Les méthodes les plus généralement employées sont celles proposées par McGee et al., (1985); Bigazzi et al., (1986) et recommandées par la Commission de Stratigraphie de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Hurford, 1990).

La précision dépend des incertitudes expérimentales sur la valeur des paramètres de l'équation d'âge qui sont liés à la procédure de datation utilisée.

L'équation d'âge peut être écrite sous la forme:

$$t = A \ln[1+B\Phi (\rho_s/\rho_i)]$$

ou  $A = 1/\lambda_\alpha$

$$B = \sigma I(\lambda_\alpha / \lambda_f)$$

L'incertitude sur l'âge dépend donc des incertitudes

sur:

1. la fluence de neutrons  $\Phi$
2. les densités de traces fossiles  $\rho_s$ , et induites  $\rho_i$ .

#### 5.1- Cas de la méthode des populations

Les comptages de  $\rho_s$  et  $\rho_i$  n'obéissent pas nécessairement à la loi de Poisson à cause des fluctuations de la teneur en uranium entre les grains d'apatite. On assimile alors la distribution des mesures à une loi normale.

Les écarts-types  $\sigma_s$  et  $\sigma_i$  respectivement sur les densités  $\rho_s$  et  $\rho_i$  sont calculés selon l'expression:

$$\sigma = \{[\sum x_j^2 - (\sum x_j)^2/n] / n-1\}^{1/2}$$

$n$  étant le nombre de grains comptés

$x_j$ : nombre de traces fossiles ou induites comptées pour chaque grain. L'erreur standard est:

$$\bar{\sigma} = \sigma/(n)^{1/2}$$

L'erreur relative  $E(\%) = (\bar{\sigma}/\bar{x}) \times 100$

ou  $\bar{x}$  est le nombre moyen de traces par grain.  $\bar{x} = \sum(x_j/n)$

Si l'on pose  $R = x_s/x_i$ , l'incertitude relative sur le rapport  $\rho_s/\rho_i$  est donnée par:

$$\sigma_R/R = [(\sigma_s/x_s)^2 + (\sigma_i/x_i)^2]^{1/2}$$

L'erreur totale sur le comptage est

$$\sigma = \{(\sigma_s)^2 + (\sigma_i)^2\}^{1/2}$$

Enfin, l'erreur totale sur l'âge est calculée en tenant compte de l'erreur  $\sigma_\Phi$  sur le flux  $\Phi$ :

$$\sigma_t/t = C\{(\sigma_R/R)^2 + (\sigma_\Phi/\Phi)^2\}^{1/2}$$



Le facteur C tient compte de la décroissance exponentielle de l' $^{238}\text{U}$  avec le temps. Sa valeur est donnée par:

$$C = 1/\lambda_{\alpha} t (1 - e^{-1/\lambda_{\alpha} t})$$

C est négligeable pour  $t < 10^8$  ans (Jhonson et al., 1979).

## 5.2- Cas de la méthode du détecteur externe

Dans le cas de la méthode du détecteur externe, les traces fossiles sont révélées et comptées sur des surfaces polies des cristaux, donc avec une géométrie de fission de  $4\pi$  stéradians. Les traces induites sont révélées et comptées sur le détecteur externe, mis en contact étroit avec la surface révélée du cristal. Les fragments de fission de l' $^{235}\text{U}$  émanant du cristal et traversant le détecteur externe y sont enregistrés avec une géométrie  $2\pi$ . La densité mesurée de traces induites doit donc être corrigée par un facteur k dans l'équation d'âge, en raison des différences de rendements de révélation et de géométrie entre le minéral à dater et son détecteur externe.

McGee et al., (1985); Bigazzi, (1986) ont montré que dans le cas de la datation par la méthode du détecteur externe, l'incertitude sur l'âge s'obtient selon:

$$\sigma_t/t = C \{ ((\sigma_s/x_s)^2 + (\sigma_i/x_i)^2 + (\sigma_{\phi}/\phi)^2) \}^{1/2}$$

où:

$$\sigma_s/x_s = 1/N_s \text{ et}$$

$$\sigma_i/x_i = 1/N_i$$

$N_s$  et  $N_i$  étant respectivement le nombre total des traces spontanées et induites comptées.

## 6- PRINCIPAUX MINÉRAUX UTILISÉS POUR LA DATATION PAR TRACES DE FISSION

Puisque la datation par traces de fission repose sur la fission de l'uranium, tout minéral contenant cet élément est en principe susceptible d'être daté par cette méthode.

Le choix du minéral repose sur ses caractéristiques de rétention des traces, sur sa fréquence dans les roches et sur sa teneur en uranium. Le tableau 4.II, représente la gamme d'âge qu'il est possible d'obtenir en fonction de la teneur en uranium pour les minéraux les plus utilisés en TF (Fleisher et Price, 1964b).

Cependant, les minéraux les mieux étudiés et les plus utilisés, en raison de leur ubiquité et de leur teneur en uranium sont l'apatite, le zircon et le sphène, ce dernier minéral étant moins fréquemment considéré en raison de sa moindre fréquence dans les roches.

En revanche, l'apatite est de loin le minéral le plus employé et le plus largement utilisé par les laboratoires de traces de fission.

Youngest easily measured age (Yrs)	Uranium content WT parts x 10 <sup>6</sup>	Youngest age measured by considerable labor (Years)	Uranium content of various minerals
3,000 x 10 <sup>6</sup>	0.0001	80 x 10 <sup>6</sup>	OLIVINE ○ QUARTZ
300 x 10 <sup>6</sup>	0.001	8 x 10 <sup>6</sup>	○ MICA ○ DIOPSIDE ○ FELDSPAR ORTHO-PYROXENE
30 x 10 <sup>6</sup>	0.01	800,000	○ GARNET ○ HORNBLÉNDE
3 x 10 <sup>6</sup>	0.1	80,000	○ NATURAL GLASS ○ APATITE ○ SPHÈNE ○ ALLANITE ○ EPIDOTE
300,000	1	8,000	○ ZIRCON
30,000	10	800	
3,000	100	80	
300	1000	8	
30	1%	0.8	
3	10%	1 Month	
0.3	100%	3 Days	MAN-MADE GLASS

Tableau 4.II- Domaines d'application de la méthode des traces de fission pour quelques-unes des espèces minérales les plus fréquemment utilisées, en fonction de leur teneurs en uranium (D'après Fleischer et Price, 1964).



## 7- CONCLUSION

La datation par les traces de fission repose sur un phénomène physique qui est la fission de l'uranium naturel dont l'isotope 238 constitue 99,3% et l'isotope 235 0,7 %. Les deux isotopes se désintègrent par émission de particules  $\alpha$ . L' $^{238}\text{U}$  se désintègre aussi par fission spontanée. Les minéraux et verres contenant de l'uranium en élément trace enregistrent les traces latentes avec le temps. Afin de calculer l'âge d'un minéral à partir des traces fossiles, la teneur en uranium doit être connue. Cette teneur est déterminée par irradiation de l'échantillon aux neutrons thermiques dans un réacteur nucléaire, ce qui provoque la fission induite de l'uranium 235. Le nombre de traces induites est proportionnelle à la concentration en uranium.

L'âge traces de fission,  $t$ , est calculé selon l'équation (18.2) ou (19.2). Dans ces équations, seule  $\lambda_f$  pose un problème car sa valeur n'est connue qu'à 10% près. Les valeurs des autres constantes sont connues avec une précision suffisante. Une calibration de la constante de fission spontanée de l' $^{238}\text{U}$  s'avère donc nécessaire. Deux types de calibration peuvent être effectuées: la méthode de " $\lambda_f$  opérationnelle" et la méthode zéta.

La dosimétrie neutronique est basée sur l'utilisation de verres standards à concentration en uranium connue, et fabriqués par le "National Institute of Standards and Technology" (NIST) aux Etats-Unis. La fluence des neutrons thermiques reçue par un échantillon est déterminée par comparaison à une fluence de référence déterminée au NIST.

Les techniques de datations par les traces de fission les plus couramment utilisées sont la méthode des population et la méthode du détecteur externe selon la teneur en uranium du matériel à dater et son homogénéité, sa composition chimique et sa stabilité vis à vis des traitements thermiques.

## CHAPITRE III

### CHRONOTHERMOMETRIE PAR TRACES DE FISSION

#### I- STABILITE DES TRACES DE FISSION

##### A- ETUDE EN LABORATOIRE

La stabilité des traces de fission dans les détecteurs naturels a été étudiée, souvent en détail, par de nombreux auteurs, pour divers taux d'effacement des traces, entre 0 et 100%. Ainsi, plusieurs facteurs d'environnement, parmi lesquels, la pression, les radiations ionisantes et la température (tableau 1.III), ont été testés pour étudier leur influence sur la stabilité des traces.

##### A.1- INFLUENCE DE LA PRESSION

###### A.1.1- PRESSION HYDROSTATIQUE

Plusieurs auteurs ont montré que la pression hydrostatique n'a pas d'influence sur la stabilité des traces de fission. En effet, une pression de 80 kbars appliquée à l'olivine et au zircon n'a pas d'effet sur la stabilité des traces (Fleischer et al., 1965b). Naeser et Faul, (1969) ont montré qu'une pression de 2 kbars n'a pas d'influence sur la stabilité des traces de fission dans l'apatite. Dans les verres d'impact, comme les tectites, les traces résistent jusqu'à des pressions de 45 kbars (Fleischer et al., 1975).

###### A.1.2- Chocs

Un choc suffisamment intense peut provoquer une altération de la structure des traces latentes rendant leur révélation impossible. Des chocs de 250 kbars environ sont suffisants pour empêcher la révélation des traces dans l'apatite (Ahrens et al., 1970).

##### A.2- INFLUENCE DES RADIATIONS IONISANTES

L'irradiation de détecteurs par des particules de charge et d'énergie variables a montré que, dans les conditions naturelles auxquelles ces détecteurs ont pu être exposés (radiations ionisantes liées à la radioactivité naturelle, rayonnement cosmique), les traces de fission devraient être stables (Fleischer et al., 1965b, 1975).



Nature de l'effet	Résultat	Remarques
Pression hydrostatique	Négligeable	
Ionisation	Négligeable	
Présence d'autres types de traces	Négligeable	Excepté pour des roches extra-terrestres (Pellas P. et Storzer D., 1974; Fleischer et al., 1965)
Température	Effet majeur	Diminution de la longueur des traces
Déformations mécaniques	Effet significatif	Présence de dislocations, diminution de la longueur des traces; effet additionnel à celui de la température
Altération	Effet significatif	Effet additionnel à celui de la température.

Tableau 1.III- Influence des facteurs physico-chimiques de l'environnement sur la stabilité des traces de fission. (D'après Chaillou, 1981.)

### A.3- INFLUENCE DE LA TEMPERATURE

Fleischer, Price et Walker (1965b), ont montré que l'influence de la température sur la stabilité des traces de fission est de loin la plus importante. Ces auteurs, en chauffant une série d'échantillons dans diverses conditions de durée et de température, ont observé que ces deux facteurs provoquent une altération des traces, se traduisant par une diminution de leur longueur et par conséquent de leur densité révélable. Depuis, un nombre considérable d'études en laboratoire du comportement des traces vis à vis du recuit dans différents minéraux et verres ont été effectuées. Ces études ont révélé des comportements très différents entre différentes phases minérales. Ainsi, la figure (1.III) montre la température qu'il est nécessaire d'utiliser pour qu'un chauffage d'une heure soit suffisant pour empêcher toute révélation des traces de fission induites dans diverses espèces minérales. On constate ainsi, qu'il suffit de 1 heure à 50°C pour faire disparaître toutes les traces révélables dans l'autunite. Au contraire, les traces induites dans le quartz ne disparaissent qu'au delà de 1050°C. Il est intéressant de remarquer que la révélation des traces dépend, dans une certaine mesure, du réactif utilisé. Ainsi, pour le sphène, les traces ne sont révélables que jusqu'à une température de 550°C environ si on les révèle avec une solution acide, de 700°C avec une solution basique. Concernant l'apatite, Wagner (1968), Naeser et Faul (1969) et Wagner et Reimer (1972) ont mis l'accent sur la sensibilité des traces à des températures relativement faibles.

Pour corriger l'influence du raccourcissement des traces sur les âges TF, deux approches sont utilisées:

1- L'équation d'âge sous sa forme complète est (équation 17.2):

$$t = (1/\lambda_a) \ln[(\rho_f/\rho_i) \times \sigma I \Phi \times \lambda_a/\lambda_f \times R_i/R_f \times \eta_i/\eta_f + 1]$$

où:

$R_i$  et  $R_f$  sont les parcours révélables moyens d'un fragment de fission respectivement pour les traces induites et fossiles,  $\eta_i$  et  $\eta_f$  étant leurs efficacités de révélation.

Dans l'équation simplifiée (équation 18.2), on considère que  $R_f = R_i$ . Mais, les mesures des longueurs de traces (Bigazzi, 1967; Bhandari et al., 1971) montrent que  $R_f$  peut être significativement inférieur à  $R_i$ . Ces auteurs ont donc réinséré le rapport  $R_f/R_i$  dans l'équation d'âge.

La deuxième approche, la plus communément adoptée consiste à établir, à partir des expériences de recuit en laboratoire, des courbes empiriques de correction de densité de traces (Wagner et Storzer, 1972; Nagpaul et al., 1974; Green, 1981b; Wagner, 1982; Green, 1988). L'âge apparent calculé d'après l'équation (18.2) est alors corrigé par ce facteur.

L'étude des longueurs des traces repose sur trois propriétés des traces fossiles:

1- Chaque trace a une certaine longueur initiale qui est fonction de l'énergie libérée lors de la fission et de la nature du matériel qui l'enregistre. Ainsi, dans les apatites, les traces de fission spontanées ont une longueur révélable de l'ordre de 16  $\mu\text{m}$ .

2- La longueur révélable d'une trace diminue sous l'effet d'un événement thermique.

3- Chaque trace est caractérisée par une histoire thermique particulière du fait que chacune



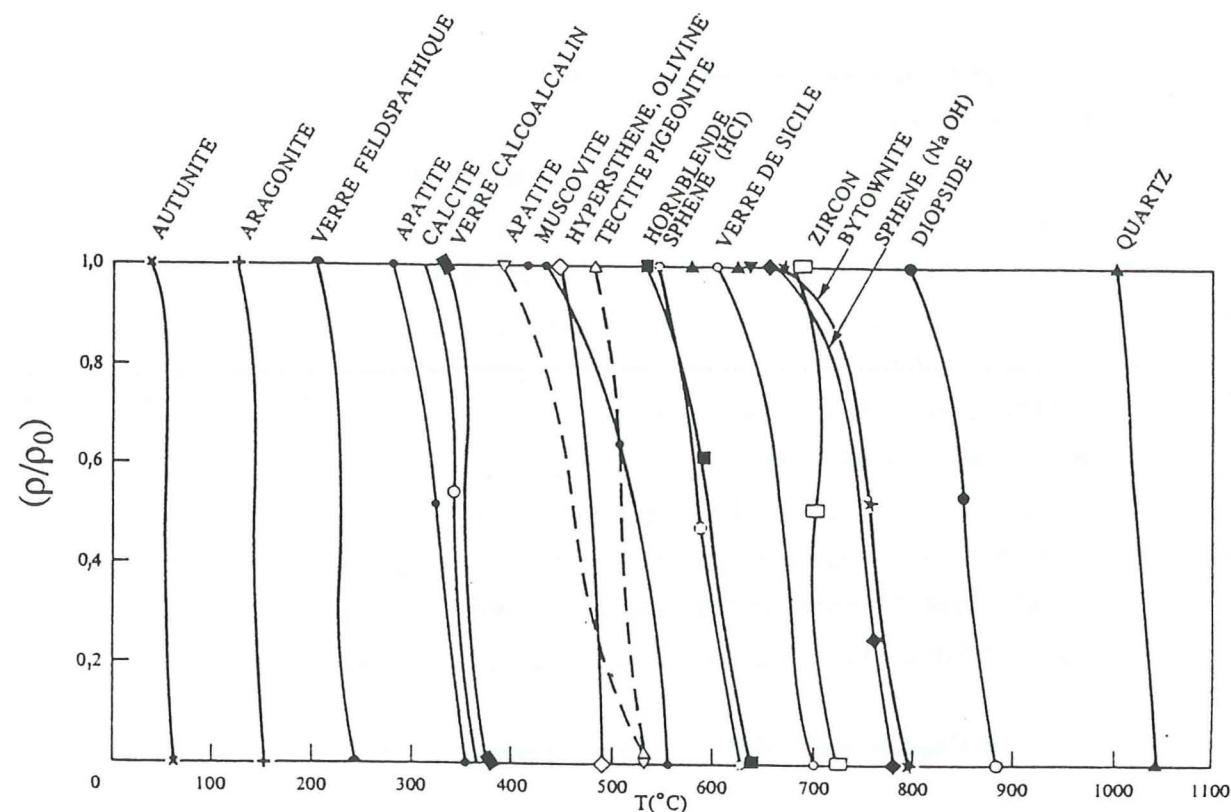


Fig. 1.III: Température nécessaire pour obtenir un recuit total des traces pour une durée de chauffage de une heure pour différents minéraux et verres. On a reporté en ordonnées le rapport de la densité de révélation des traces après traitement thermique,  $\rho$ , à la densité initiale,  $\rho_0$ . Pour chaque phase considérée, ce rapport reste égal à 1 jusqu'au voisinage de la température d'effacement total des traces. Ainsi pour le diopside  $\rho/\rho_0$  reste égal à 1 de la température ambiante jusque vers 850°C et devient égal à 0 pour  $T > 870^\circ\text{C}$ . (D'après Naeser, 1978).

possède un âge de formation différent.

### A.3.1- MESURE DES LONGUEURS DE TRACES

Il existe plusieurs possibilités pour mesurer, en microscopie optique, les longueurs de traces révélées dans les minéraux. Parmi celles-ci deux sont couramment utilisées par les géochronologistes (Fig. 2.III):

- les longueurs projetées des traces «partielles» (ou des traces de surface)
- les longueurs des traces confinées

#### A.3.1.1- Longueurs projetées des traces partielles

Dans un minéral, la surface interne de polissage coupe un certain nombre de traces latentes, qui après une attaque chimique appropriée, sont observables en microscopie optique. De telles traces sont appelées traces «partielles» et leur observation permet de mesurer, entre autre, leur longueur projetée  $L_p$  sur la surface de polissage (Fig. 2.III). En pratique, il est impossible de mesurer les traces dont la longueur projetée est inférieure à 0,5 microns.

#### A.3.1.2- Longueurs des traces confinées

Il est aussi possible de mesurer les longueurs révélables complètes des traces. On utilise alors des traces «confinées», c'est à dire non coupées par la surface de polissage (Lal et al., 1969). Ces traces sont révélées par l'intermédiaire de:

- traces partielles (Fig. 2.III), et désignées par «TINT» (Track-In-Track).
- clivages ou de fractures dans le minéral: ce sont les «TINCLE», c'est à dire «Track-In-Cleavage» (Fig. 2.III).

Il est toujours possible, dans un minéral, de mesurer les longueurs projetées des traces de fission spontanées, même si leur densité est très faible. Par contre, la mesure des traces confinées n'est plus praticable en deça d'une certaine densité de traces, du fait de la faible probabilité de rencontre d'évènements de type TINT ou TINCLE.

### A.3.2- COURBES D'ARRHENIUS

La stabilité thermique des traces de fission est généralement étudiée à partir des traces induites en réacteur nucléaire. On constate, que pour un taux de recuit donné, (exprimé en % de réduction de densité ou de longueur de trace), l'effacement des traces peut être décrit par une loi d'Arrhénius, où:

$$t = a e^{(E/kT)} \text{ ou } \ln t = \ln a + (E/k) \times (1/T) \quad (1.3)$$



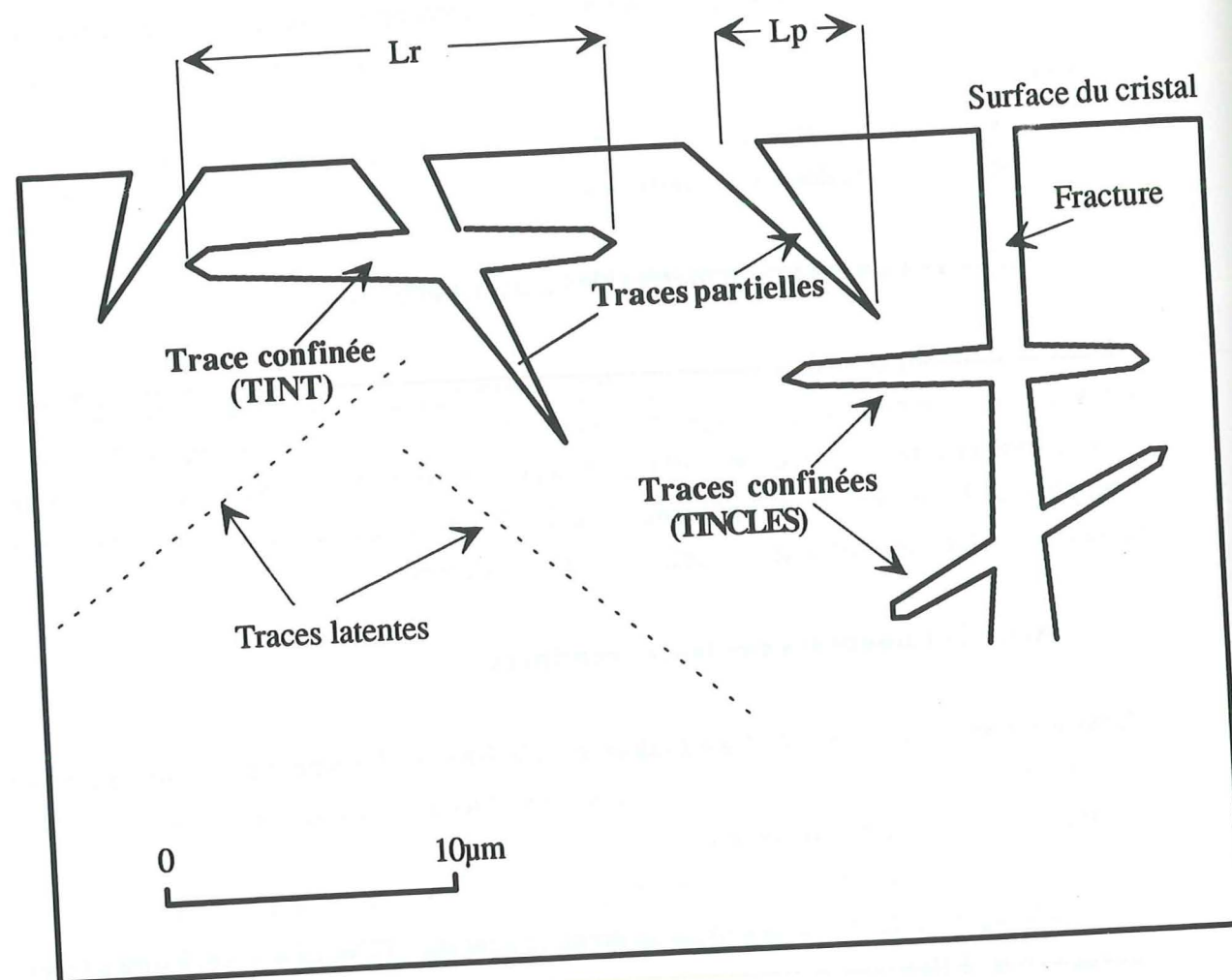


Figure 2.III- Traces partielles et traces confinées et leurs mesures de longueurs projetées  $L_p$  et révélables  $L_r$  respectives.

avec:

$k$ : constante de Boltzmann

$a$ : constante

$E$ : énergie d'activation

$t$ : durée de recuit

$T$ : température de recuit en degré Kelvin

Les résultats des recuits de traces en laboratoire sont généralement présentés sous forme de diagrammes où le logarithme du temps ( $\ln t$ ) est présenté en fonction de l'inverse de la température ( $1/T$ ). Les exemples donnés en figures (3.III) et (4.III) illustrent le cas où les traces résiduelles sont respectivement caractérisées par leurs densités révélables et leurs longueurs confinées moyennes.

Les courbes d'Arrhénius basées sur les densités ont été déterminées pour de nombreux minéraux depuis 1965. Par contre, ce n'est que récemment que l'équipe de Melbourne, a publié les courbes équivalentes pour les longueurs, et ce pour les apatites seulement (Laslett et al., 1987). Selon ces auteurs, en effet, ce dernier critère de mesure des traces serait plus intéressant car les longueurs peuvent être mesurées avec une grande précision et sont très sensibles au recuit.

Les nombreux faisceaux de courbes d'Arrhénius publiés, présentent généralement une allure «en éventail» (Naeser et Faul, 1969; Wagner et Reimer, 1972; Nagpaul et al., 1974; Koul, 1979; Hammerschmidt et al., 1984; Meyer, 1990), suggérant une augmentation de l'énergie d'activation avec le taux de recuit (Storzer et Wagner, 1969), suivant, selon certains auteurs, une loi exponentielle (Storzer et Poupeau, 1973; Duddy et al., 1988). Il n'est cependant pas totalement exclu qu'au moins certains résultats puissent s'interpréter à partir de faisceaux de droites parallèles (Wagner, 1968; Green et al., 1985; Naeser et al., 1990). Dans ce cas, l'énergie d'activation demeurerait constante quel que soit le taux d'effacement atteint. On rejoint avec ces deux interprétations, un problème déjà évoqué au premier chapitre: la nature même de la trace, donc les processus physiques qui interviennent lors de son effacement demeurent encore en grande partie inconnus.

### A.3.3- EFFET DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

Au cours d'une étude du bassin d'Otway (Australie), le groupe de l'Université de Melbourne a mis en évidence un comportement variable vis à vis de l'effacement thermique des traces pour des apatites de compositions chimiques différentes (Gleadow et al., 1981, 1983). En particulier, ces auteurs ont observé qu'un groupe d'apatites volcaniques cogénétiques de 120 Ma présentent, dans certains niveaux d'un forage pétrolier, tous les degrés possibles d'effacement entre 0 et 100%, puisque présentent des âges apparents TF compris entre 0 et 120 Ma. Ces auteurs, ont constaté que dans ce cas particulier, le degré d'effacement des traces était directement lié à la composition chimique des apatites (Green et al., 1985, 1986, 1989a), les traces de fission étant nettement plus stables dans les chlorapatites que dans les fluorapatites (Fig. 5.III).

Ce facteur entraînerait une variation de la température de fermeture du minéral mais cette



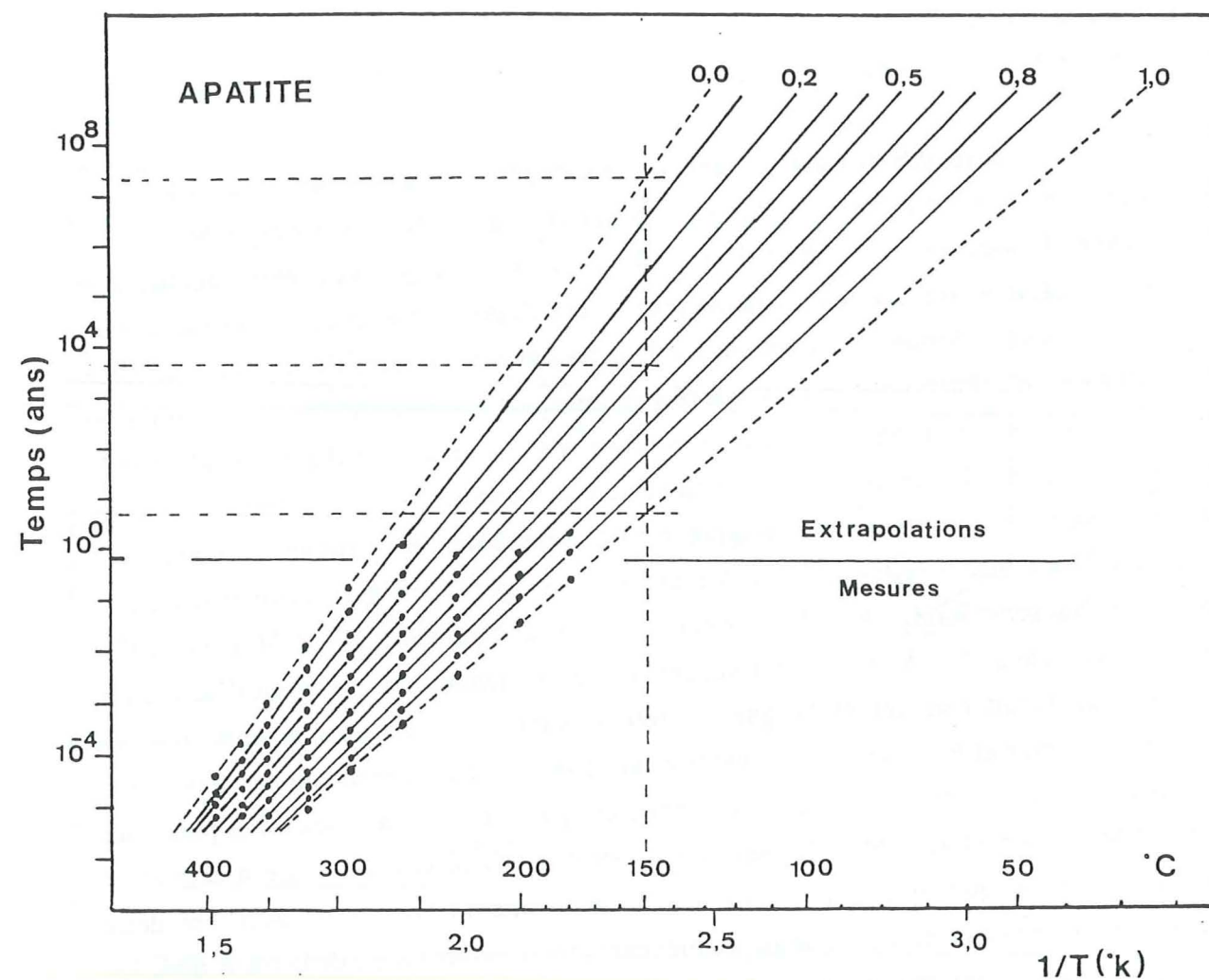


Fig. 3.III: Caractéristiques de recuit des traces de fission d'une apatite. Les droites d'Arrhénius relient tous les points représentant la même réduction pour différents temps et températures de recuit. Les courbes 0,0 à 1,0 expriment le rapport des densités de traces résiduelles à la densité initiale (sans recuit). Les deux échelles de températures en abscisses sont données respectivement en  $1/T$  Kelvin et en degrés Celsius. Ainsi, à  $150^{\circ}\text{C}$ , au moins 10 ans seraient nécessaires pour que les traces de fission commencent à être thermiquement affectées. Par contre, 50% des traces seraient effacées pour une durée de  $10^4$  ans et de 100% pour  $\sim 10^8$  ans (d'après Selo, 1984).

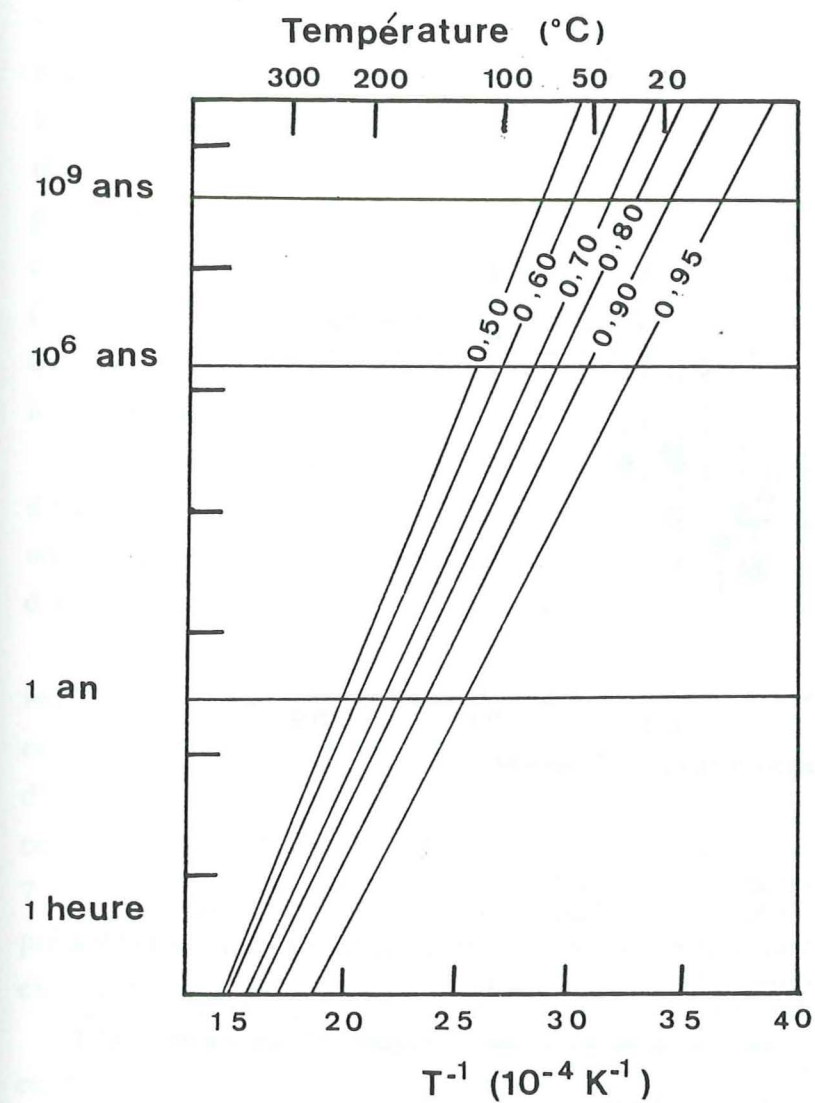


Fig. 4.III: Courbes d'Arrhénius extrapolées à l'échelle des temps géologiques, montrant les réductions de la longueur moyenne des traces confinées  $l/l_0$  entre 0,50 et 0,95 (d'après Laslett et al., 1987).



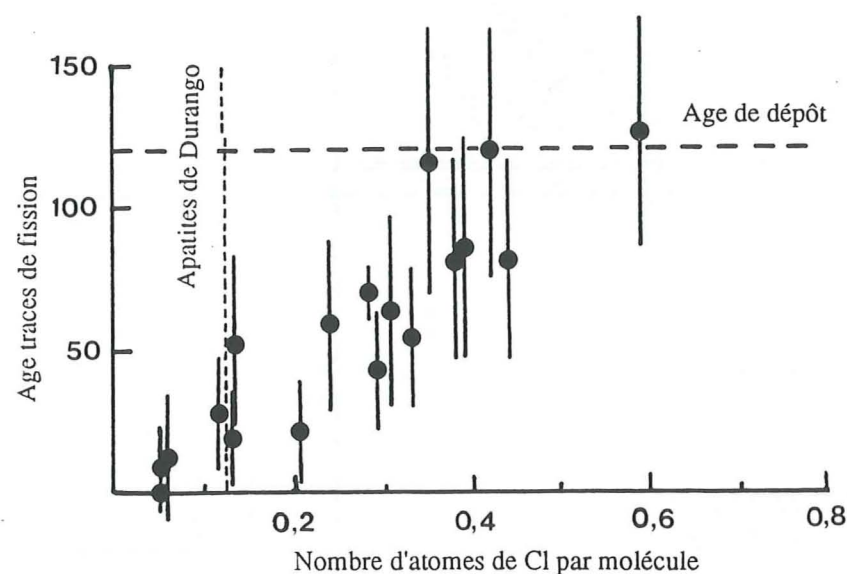


Fig. 5.III: Relation entre l'âge apparent traces de fission et la composition chimique, pour des apatites détritiques prélevées dans le puit de forage Flaxman's 1 à une profondeur de 2585m, (bassin d'Otway, Australie). Les apatites datées proviennent d'un matériel volcanique extrudé il y a 120 Ma. On note que les apatites riches en chlore ont conservé leur âge d'éruption, alors que les traces des fluorapatites sont presque complètement effacées et donnent des âges pratiquement nuls. La température actuelle de ce niveau, biostratigraphiquement daté du Crétacé inférieur est de 92°C. Il n'aurait, selon Gleadow, jamais été porté à une température supérieure. La composition des apatites de Durango est donnée à titre indicatif (d'après Green et al., 1989).

variation tomberait dans la limite de précision de la mesure.

#### A.3.4- EFFET DE L'ANISOTROPIE

L'orientation d'une trace latente dans un minéral ne dépend pas des caractéristiques de son réseau cristallin. Il en est de même pour les traces révélées dans l'apatite, lorsqu'aucun recuit n'affecte ces traces latentes, en ce sens qu'à peu près autant de traces peuvent être révélées dans toutes les directions (Fig. 6.IIIa). Cependant, la morphologie des traces est anisotrope: elles sont très fines parallèlement à l'axe *c* du cristal d'apatite, mais leurs diamètres deviennent progressivement plus larges lorsque leur angle avec cet axe s'accroît. Les traces formant un angle proche de 90° avec *c* présentent dans les conditions d'attaque (HNO<sub>3</sub>, 5M; 20 sec.; 20°C) utilisées par Green et al. (1986), un diamètre trois fois supérieur à celles orientées parallèlement à *c*. Ceci serait dû au fait que la vitesse d'attaque du cristal sain,  $V_B$ , est plus élevée parallèlement que perpendiculairement à cet axe. Cependant, leur longueurs confinées et projetées seraient les mêmes.

Dès 1977, Green et Durrani, avaient remarqué que les traces de fission réagissaient différemment au recuit selon l'orientation cristallographique. Ces observations ont été confirmées ultérieurement par les études de Green, (1981b) et Laslett et al., (1984). Cette anisotropie est d'autant plus marquée que le degré de recuit est fort.

Green et al., (1986) ont étudié en détail le recuit des traces dans les apatites en fonction de leur orientation par rapport à l'axe d'allongement (*c*) du cristal, en utilisant les longueurs des traces confinées (Fig. 7.III). Leurs résultats montrent qu'il n'existe, initialement, qu'un faible degré d'anisotropie avec un certain manque, dans les conditions de révélation utilisées, différentes de celles de Green et Durrani (1977) de traces parallèles à *c*. Plus le degré de recuit augmente (Fig. 7.IIIb et 7.IIIc) plus la distribution des longueurs des traces devient anisotrope. Les distributions présentées dans les figures 7.III d et 7.III e qui correspondent aux températures de recuit les plus élevées sont très anisotropes.

La forme des distributions des longueurs confinées montre également une évolution caractéristique. Lorsqu'aucun traitement thermique n'est appliqué, cette distribution est étroite et centrée sur  $16 \pm 0,09 \mu\text{m}$  (Fig. 8.IIIa). Le résultat de traitements thermiques progressifs est de raccourcir la longueur moyenne des traces (Fig. 8.IIIb-f). Lorsque celle-ci est inférieure à  $11 \mu\text{m}$ , les distributions deviennent de plus en plus larges (Fig. 8.III d-f). A partir d'un certain taux de réduction, lorsque  $l/l_0$  devient inférieur à 0,65 correspondant à une longueur moyenne de  $10,5 \mu\text{m}$ , l'écart-type de la distribution, qui s'était jusque là de l'ordre de  $0,75 \pm 0,25$ , augmente brusquement jusque vers  $2,1 \mu\text{m}$  lorsque la longueur confinée moyenne est réduite à  $8 \mu\text{m}$  (Fig. 9.III).

Green et al. (1986) suggèrent que le recuit des traces de fission dans l'apatite serait donc caractérisé par deux processus:

1. Pour des taux de recuit modérés où  $l/l_0 > 0,65$ , le processus serait dominé par une fermeture progressive des traces depuis leurs extrémités, celles qui sont perpendiculaires à l'axe *c* se raccourcissant plus rapidement que celles qui lui sont parallèles.

2. quand ce taux descend en dessous de 0,65, les traces commenceraient à se «morceler»



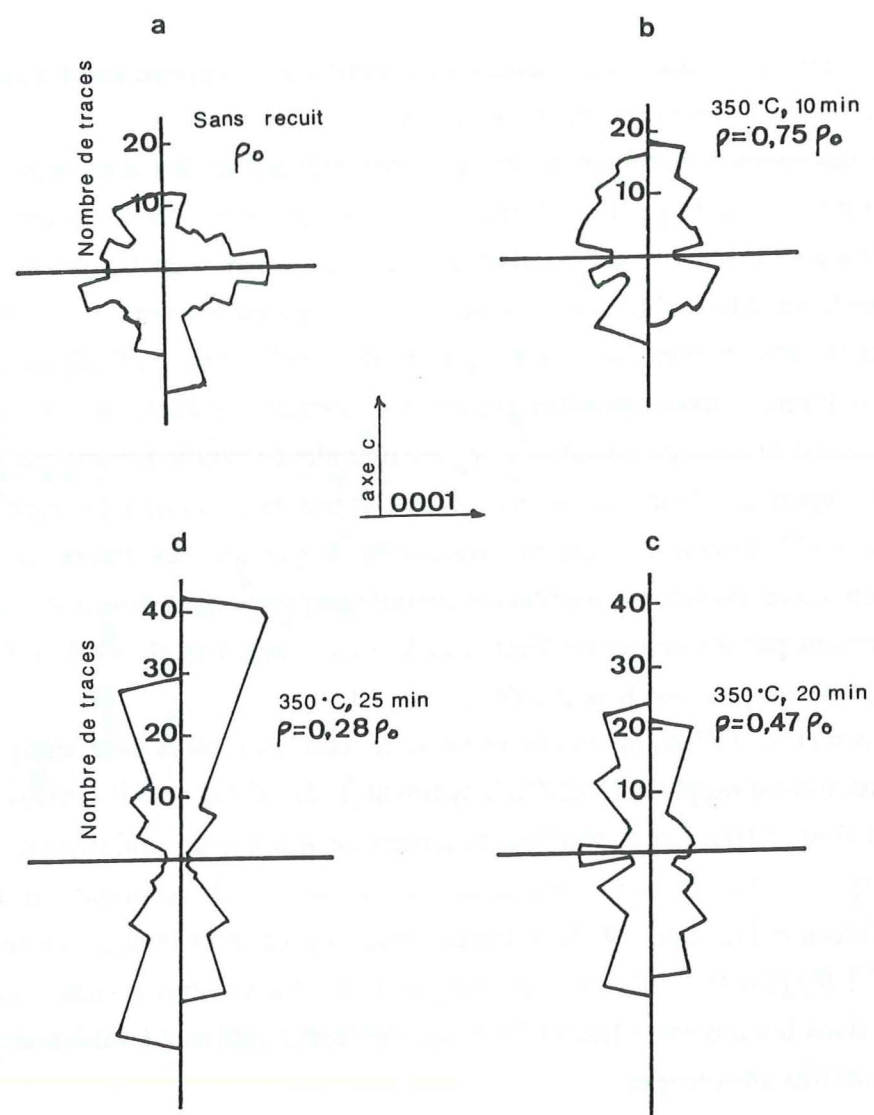


Fig. 6.III: Distribution azimuthale par rapport à l'axe c, du nombre des traces induites révélées dans une apatite ayant subies des degrés de recuit croissants. a) sans recuit; b) à d) après un recuit de 350°C pendant respectivement 10 mn, 20 mn et 25 mn.  $\rho_0$  et  $\rho_x$ , respectivement densités initiales et densités résiduelles de traces révélables. Les conditions de révélation étant les mêmes dans tous les cas. On remarque que les traces les plus stables sont parallèles à l'axe c du cristal (d'après Green et Durrani, 1977).

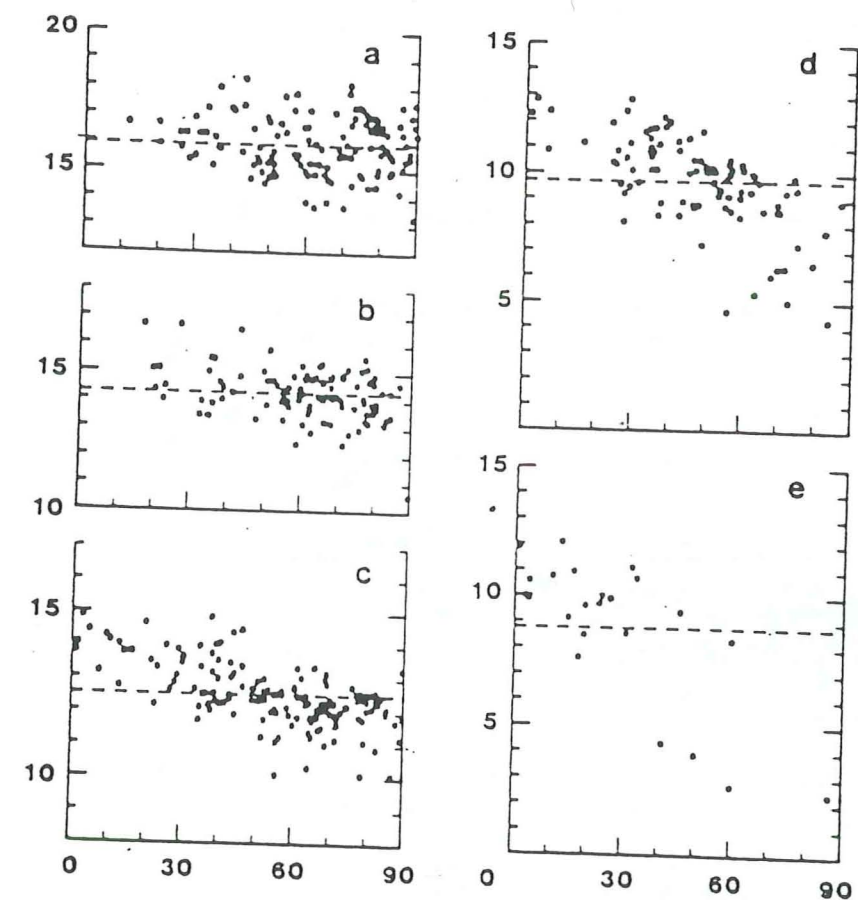


Fig. 7.III: Variations des longueurs des traces confinées dans une apatite de Durango en fonction de l'angle que font les traces avec l'axe c du cristal, après des recuits isochrones pendant 1 heure. (a): sans recuit; (b): recuit à 260°C; (c): 310°C; (d): 336°C et (e): 352°C.



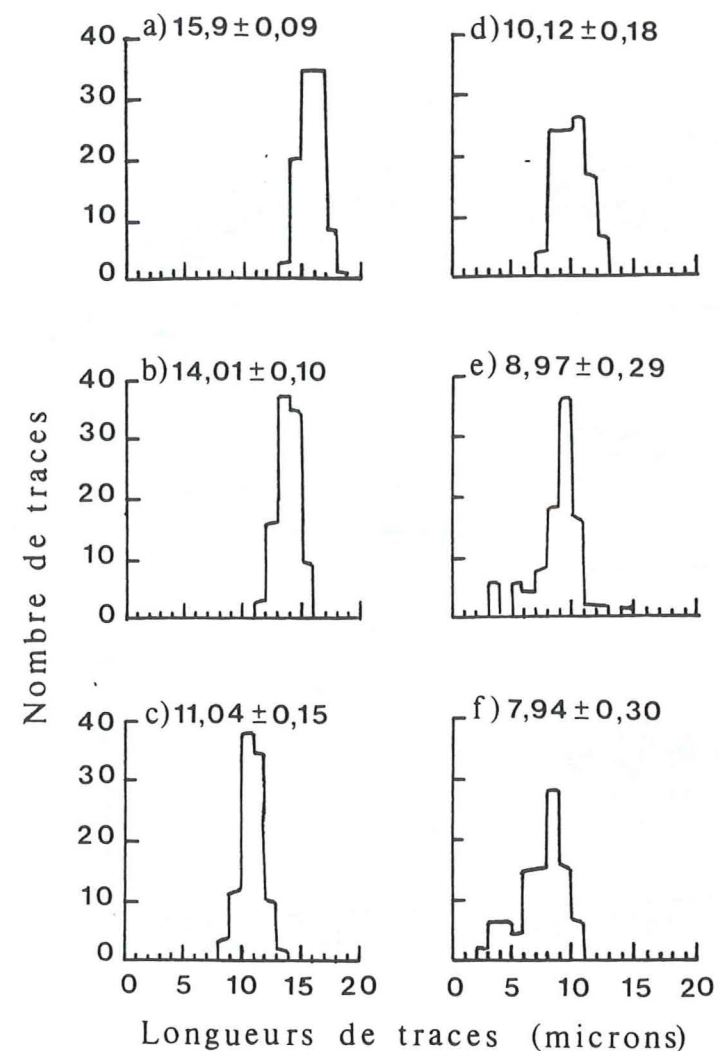


Fig. 8.III: Distributions des longueurs de traces confinées dans les apatites de Durango. a) sans recuit; b à f) apatites ayant subi un recuit thermique progressif. Les chiffres indiquent la longueur moyenne des traces confinées (Green et al., 1986).

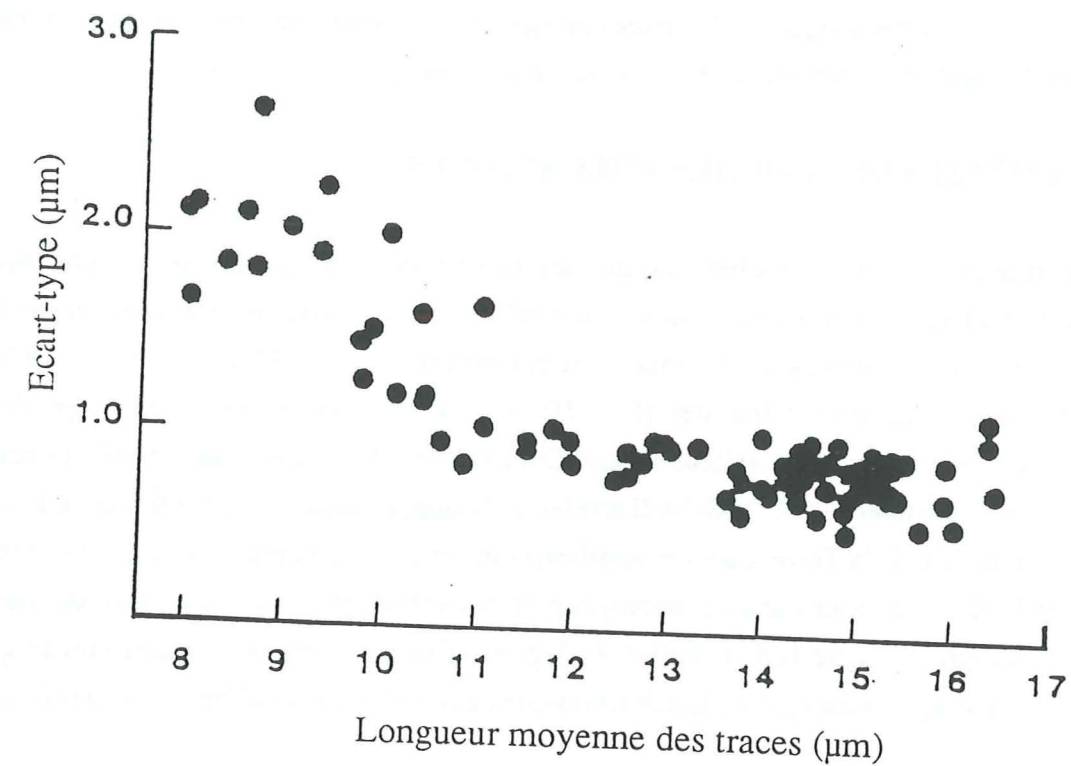


Fig. 9.III: Ecart-types des distributions des longueurs de traces confinées en fonction de la longueur moyenne résiduelle après un traitement thermique. On note l'augmentation progressive de l'écart-type quand la longueur moyenne baisse en dessous de  $\sim 10,5 \mu\text{m}$ . Les traces les plus longues sont celles de traces induites en réacteur nucléaire (d'après Green et al., 1986).



par formation de «coupures» non révélables se produisant à un endroit quelconque de la trace, et qui pourrait correspondre à la disparition des défauts ponctuels de Dartyge et al. (1978), qui guériraient facilement par recuit thermique.

## B - ETUDE EN CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les distributions des longueurs des traces de fission spontanée dans les apatites présentent des caractéristiques différentes selon l'histoire thermique des roches.

### B.1- APATITES DES ROCHES VOLCANIQUES

Les apatites provenant de roches volcaniques, donc refroidies très rapidement et n'ayant jamais subi de réchauffement ultérieur supérieur à 40°C à 50°C, montrent une distribution des longueurs des traces confinées caractéristique, avec une moyenne de 14 à 15  $\mu\text{m}$ , contre 15,9 à 16,6  $\mu\text{m}$  pour les traces fraîchement induites (Fig. 10.III). Dans les deux cas, l'écart-type de la distribution est d'environ  $\pm 1 \mu\text{m}$  (Gleadow and Duddy, 1981; Gleadow et al., 1986b; Green et al., 1986; Green, 1988; Green et al., 1989b). Il semble donc que la forme stable des traces de fission spontanées à la surface de la Terre, dans ces apatites, comporte déjà un certain taux d'effacement.

Les standards d'âge pour l'apatite employés pour la calibration du système traces de fission (Green, 1985) montrent ce type de distribution. Il s'agit en effet de minéraux d'origine volcanique. L'âge TF d'une telle apatite est égal à l'âge de formation de la roche, dans les limites de la précision analytique.

## II- AGES TRACES DE FISSION

### 1- NOTIONS DE TEMPERATURE DE FERMETURE ( $T_f$ )

#### 1.1- DEFINITION

La notion de température de fermeture s'applique à un système en cours de refroidissement. Pour les datations isotopiques, elle correspond, selon la définition de Dodson (1979), à la température du système au temps correspondant à son âge apparent. La signification physique de cette mesure est explicitée dans la figure 11.III: le produit-fils issu de désintégrations nucléaires ( $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ , traces de fission, etc...) ne commencent à s'accumuler dans un minéral qu'à partir d'une certaine température  $T_0$  et devient quantitatif à  $T_{rt}$  (rt: rétention totale). L'âge apparent calculé en supposant une rétention quantitative du produit-fils (dans notre cas, donné par l'équation 18.2) correspond à  $t_a$  et la température correspondante,  $T_f$ , est définie comme la température de fermeture du système. L'âge apparent correspond donc au franchissement de l'isotherme  $T_f$ .

En traces de fission, la température de fermeture est directement liée à la cinétique

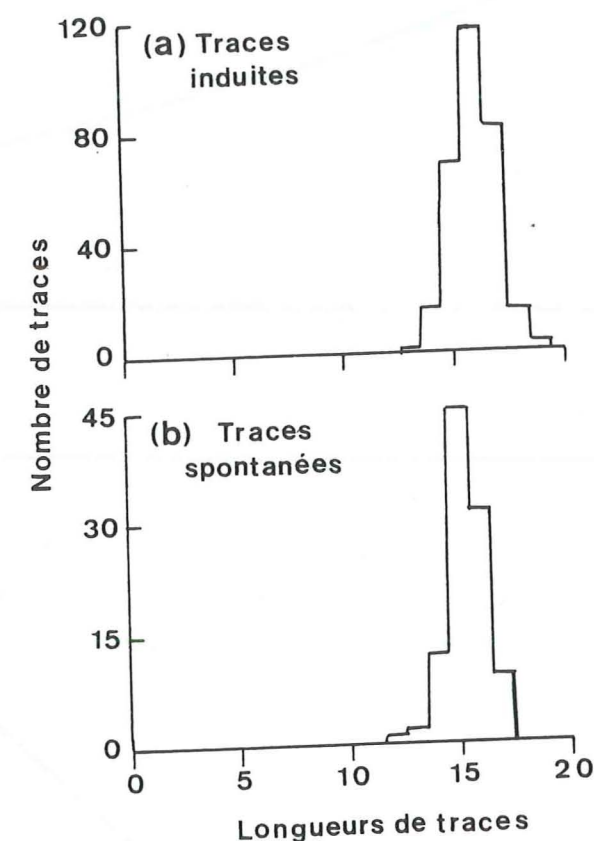


Fig. 10.III: Distributions des longueurs de traces confinées dans les apatites volcaniques des sédiments du bassin d'Otway pour les traces de fission induites (a) et spontanées (b).



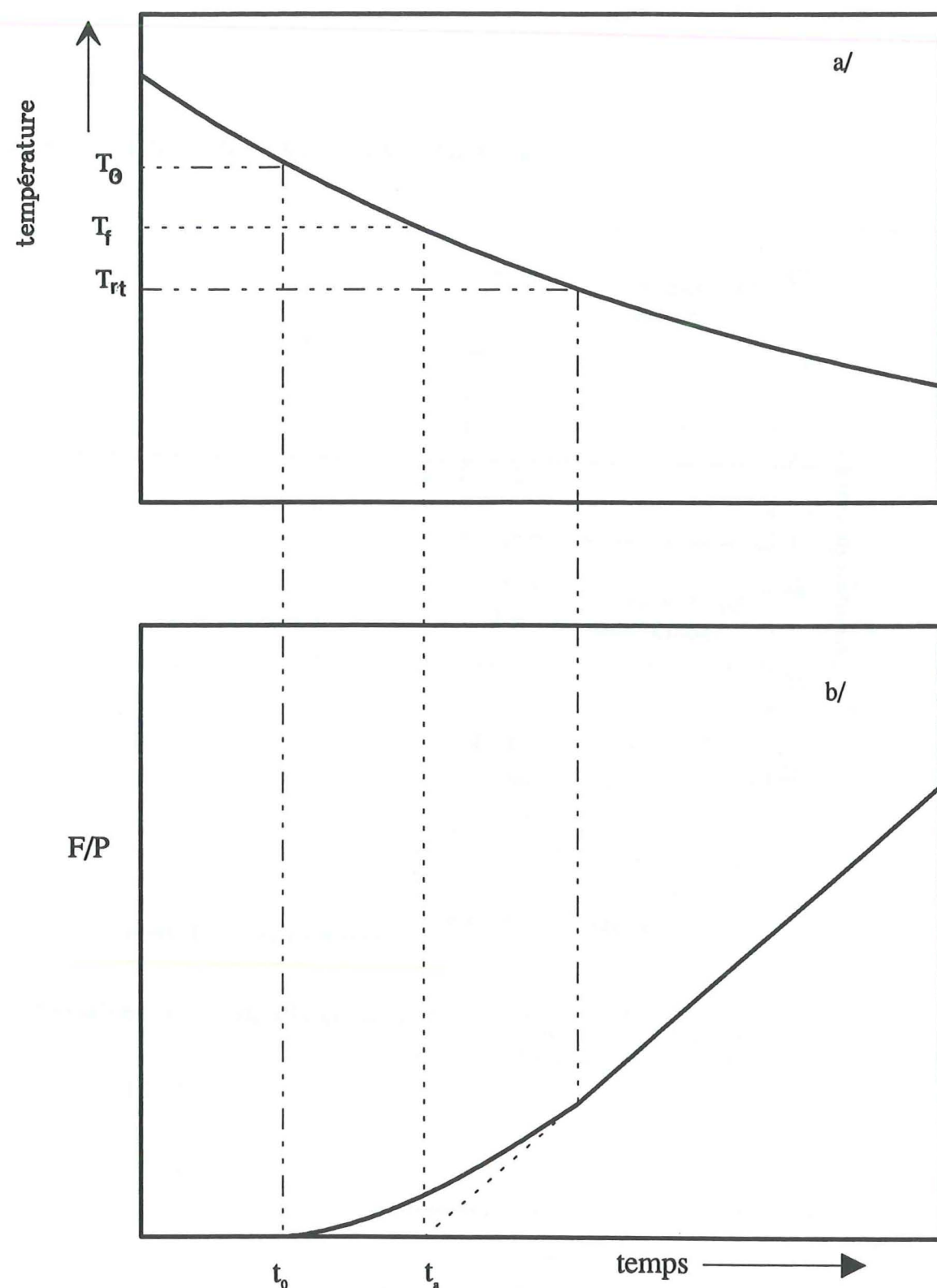


Fig. 11.III: Définition de la température de fermeture. a) courbe de refroidissement; b) courbe d'accumulation des produits-fils. Les lignes en tiretés indiquent les limites approximatives de la zone transitionnelle de la gamme de temps-températures d'enregistrement des produits fils.

d'effacement des traces. Pour un degré de recuit de un million d'années, la  $T_f$  correspond à la température où 50% des traces sont retenues dans le minéral (Wagner and Reimer, 1972; Wagner et al., 1977; Gleadow and Duddy, 1981).

## 1.2- CALCUL DE LA TEMPERATURE DE FERMETURE

Il est possible d'après les données de recuit en laboratoire, d'estimer la température de fermeture. Nous suivrons ici le formalisme proposé par Durrani et Bull (1987).

Soit un minéral subissant un refroidissement monotone depuis une température élevée, où les traces de fission ne sont pas encore stables. A partir d'une certaine température  $T$  sur la courbe de refroidissement, correspondant au temps ( $t$ ), les traces de fission commencent à être enregistrées (Fig. 12.III). On peut considérer que l'accumulation des traces se fait selon une succession d'épisodes isothermes. Dans un quelconque de ces épisodes le taux de production des traces de fission, durant un court intervalle de temps  $dt$ , par unité de volume du cristal est donné par:

$$dn/dt = N_g \lambda_f$$

avec:

$\lambda_f$ : constante de fission spontanée de  $^{238}\text{U}$ .

$N_g$ : nombre d'atomes d'uranium 238 par unité de volume.

L'augmentation de la densité de traces de fission, en l'absence de recuit, sur une surface interne du cristal, est donnée par la relation:

$$d\rho = N_g \lambda_f \eta dt$$

où  $\eta$  = facteur de géométrie reliant la densité de traces par unité de volume à la densité par unité de surface. Il est égal à  $R \cos^2 \theta_c$  (équation 20.1) pour une surface interne à  $V_T$  (vitesse d'attaque le long de la trace) constante.

Pour chaque intervalle de temps  $dt$ , le taux d'effacement thermique de la densité de traces est une constante. Le nombre des traces qui sont thermiquement effacées pendant l'intervalle de temps  $dt$  est:

$$\alpha(T) \rho dt$$

où  $\alpha(T)$  est une fonction de la température.

La variation élémentaire sur l'intervalle  $dt$  de la densité de traces est donc:

$$d\rho = N_g \lambda_f \eta dt - \alpha(T) \rho dt$$

(4.3)

Le taux de production de traces peut être considéré comme constant pour des durées suffisamment courtes devant la demi-vie de  $^{238}\text{U}$ .

On a donc

$$N_g \lambda_f \eta = P = \text{Constante}$$



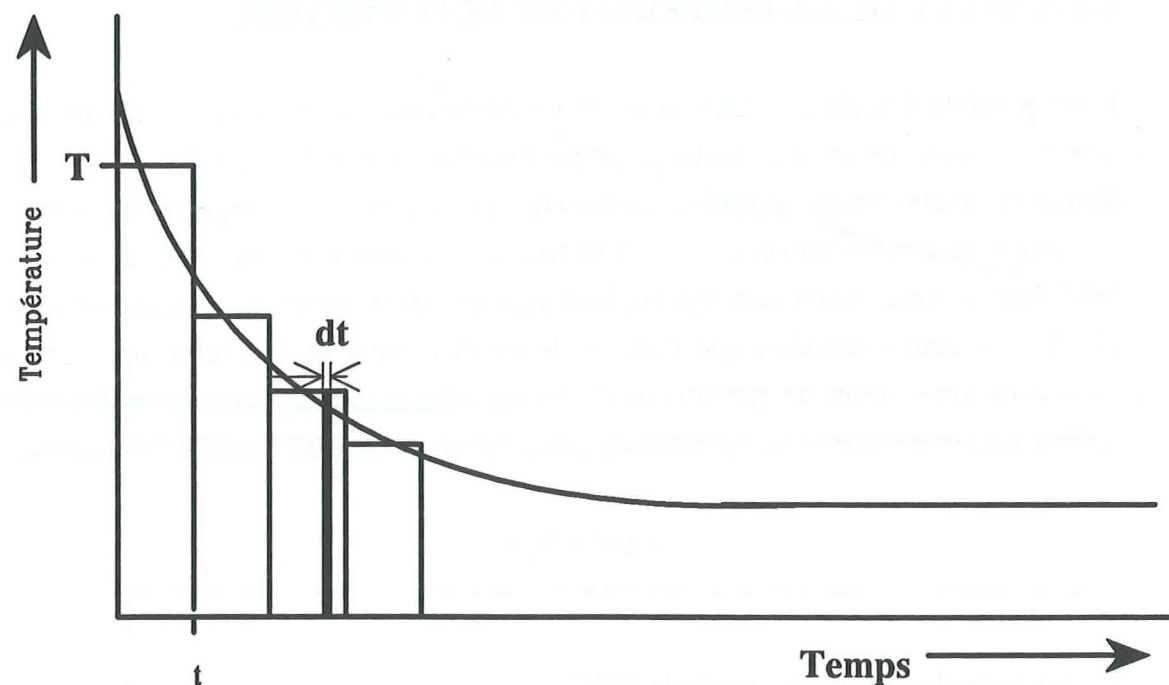


Fig. 12.III: Substitution d'une courbe de refroidissement continu et monotone d'un minéral par une série d'épisodes isothermes de recuit des traces de fission. Chaque épisode peut être subdivisé en plusieurs intervalles de temps  $dt$ , durant lesquels une densité élémentaire de traces, proportionnelle à  $dt$ , est accumulée par le cristal. Une telle analyse est utilisée pour estimer la température de fermeture et donc de calculer l'âge TF effectif d'un minéral.

L'équation (4.3) devient alors:

$$d\rho/dt = P - \alpha(T) \rho \quad (5.3)$$

Cette équation peut être intégrée sur tout l'intervalle isotherme de durée  $t$ :

$$\rho(t) = P/\alpha(T) - C e^{-\alpha(T)t} \quad (6.3)$$

La densité  $\rho(t)$  est composée de deux générations de traces:

1- Celles qui sont héritées de la marche précédente, donc déjà présentes au début de l'isotherme, et ayant une densité  $\rho_0$ . Pour ces traces, on a  $P = 0$ .

2- Celles qui se sont formées pendant l'intervalle isotherme.

De l'équation (6.3), la densité au début de la marche au temps  $t$  est:

$$\rho_0(t) = -C e^{-\alpha(T)t}$$

à  $t = 0$ ,  $\rho_0(t) = \rho_0$  donc la constante d'intégration

$$C = -P_0$$

$$\text{Alors } \rho_0(t) = \rho_0 e^{-\alpha(T)t} \quad (7.3)$$

A la fin de cet intervalle de temps, et à température constante  $T$ , la fraction des traces retenues notée  $F$  est:

$$F = \rho_0(t) / \rho_0 = \rho_0 e^{-\alpha(T)t} / \rho_0 = e^{-\alpha(T)t} \quad (8.3)$$

La deuxième génération de traces est notée  $\rho'$ . On a alors au début de l'intervalle  $\rho'(0) = 0$

De l'équation (6.3) on a, à  $t = 0$

$$C = P / \alpha(T)$$

$$\rho'(t) = P/\alpha(T) - \{P e^{-\alpha(T)t}\}/\alpha(T) = [P/\alpha(T)](1 - e^{-\alpha(T)t}) \quad (9.3)$$

La densité totale des traces à la fin de l'intervalle de durée  $t$  est donnée par l'équation suivante:

$$\rho(t) = \rho_0(t) + \rho'(t)$$

En remplaçant par leurs valeurs  $\rho_0$  (eq.(7.3)) et  $\rho'(t)$  (eq.(9.3)), on obtient:

$$\rho(t) = \rho_0(t) e^{-\alpha(T)t} + P/\alpha(T)(1 - e^{-\alpha(T)t})$$



$$= \rho_0 F + [P/\alpha(T)](1 - F)$$

De l'équation (8.3) on a :

$$\alpha(T) = - \ln F / t$$

Alors

$$\rho(t) = \rho_0 F + Pt (1 - F) / - \ln F$$

La densité de traces  $\rho_j$  à la fin du jème intervalle est:

$$\rho_j = \rho_{(j-1)} F + Pt (1 - F) / - \ln F \quad (10.3)$$

L'équation (10.3) montre qu'il est plus pratique de supposer un refroidissement en plusieurs paliers isothermes de durées égales à  $t_i$ . Dans cette équation, seul le terme  $F$  est inconnu. Pour une température plus élevée que celle qui correspond au début de l'enregistrement des traces  $\rho_{(j-1)} = 0$ . Comme  $j$  augmente, la température baisse et la fraction de traces retenues dans le cristal ( $F$ ) augmente. Pour chaque palier,  $F$  est déterminé à partir du diagramme des courbes d'Arrhénius pour le minéral considéré et  $\rho_j$  peut donc être calculée. Un calcul pour le grenat (Haak, 1977) supposant que  $t_i = 100$  et les taux de refroidissement de  $10^\circ\text{C}/1\text{Ma}$ ,  $10^\circ\text{C}/10\text{Ma}$  et  $10^\circ\text{C}/100\text{Ma}$  (Fig. 13.III) montre des courbes de croissance de la densité de traces. Le nombre de traces augmente d'abord très lentement, puis plus rapidement du fait du refroidissement continu qui engendre de plus en plus de traces accumulées jusqu'à ce que le second terme de l'équation (6.3) disparaisse (plus de traces recuites). Le taux de croissance des courbes devient alors linéaire. la projection des parties rectilignes de ces courbes sur l'axe des abscisses donne les températures  $T_c$  qui correspondent aux températures de fermetures effectives pour le grenat à ces taux de refroidissement. On constate que la température de fermeture ne varie que de  $40^\circ\text{C}$  lorsque le taux de refroidissement passe de  $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$  à  $10^\circ\text{C}/100\text{Ma}$ .

### 1.3- VALIDITE DE LA DETERMINATION DE LA TEMPERATURE DE FERMETURE

Nous venons de voir que la détermination de la  $T_p$  pour une espèce minérale donnée, est possible si l'on dispose de courbes d'Arrhénius pour différents degrés de recuit des traces. Cependant, cette détermination repose sur une extrapolation, sur 5 à 10 ordres de grandeur des courbes d'Arrhénius. La validité d'une telle procédure demande donc, dans la mesure du possible, des contrôles géologiques. Ceux-ci peuvent être fournis par les observations réalisées sur des apatites extraites de forages profonds (C.W. Naeser et Forbes, 1976; Gleadow et Duddy, 1981; C.W. Naeser, 1981; Hammerschmidt et al., 1984). Les résultats des datations effectuées dans les puits de forage du bassin d'Otway montrent que les âges TF restent constants jusqu'à une température de  $\sim 65^\circ\text{C}$  au delà de laquelle les traces commencent à être affectées de recuit: les âges rajeunissent alors à mesure que la température augmente et s'annulent vers  $125^\circ\text{C}$  (Fig. 14.III). La durée de chauffage étant estimée entre 10 et 40Ma.

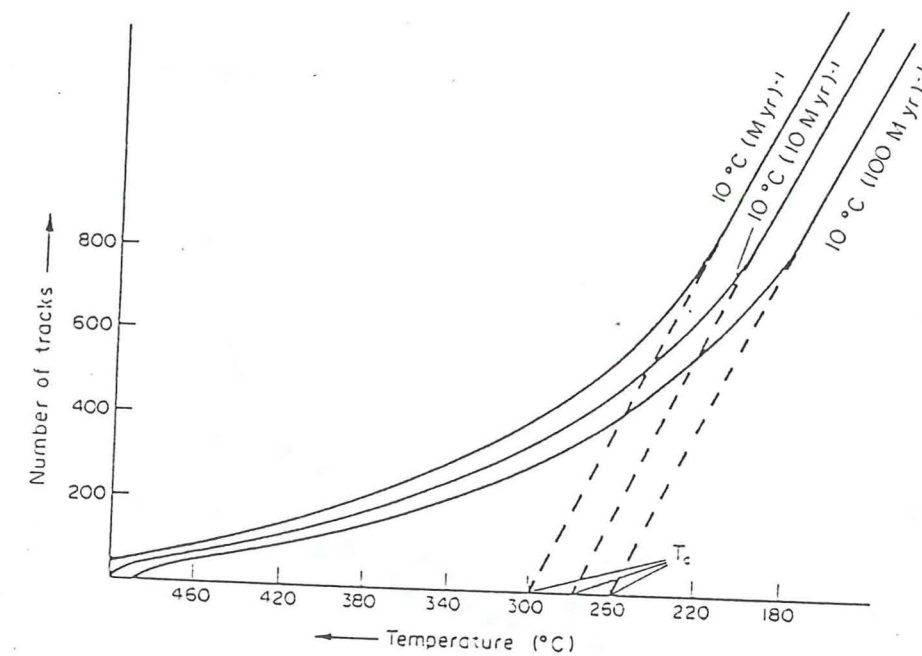


Fig. 13.III: Accumulation du nombre de traces (traits pleins) dans un minéral (grenat) à taux de refroidissement constant, depuis une température de  $500^\circ\text{C}$ . Les trois courbes pleines correspondent à trois taux de refroidissement de  $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ,  $10^\circ\text{C}/10\text{Ma}$  et  $10^\circ\text{C}/100\text{Ma}$ . Les températures de fermeture correspondantes sont obtenues par extrapolation (tiretés) de la partie linéaire des courbes (d'après Haak, 1977).



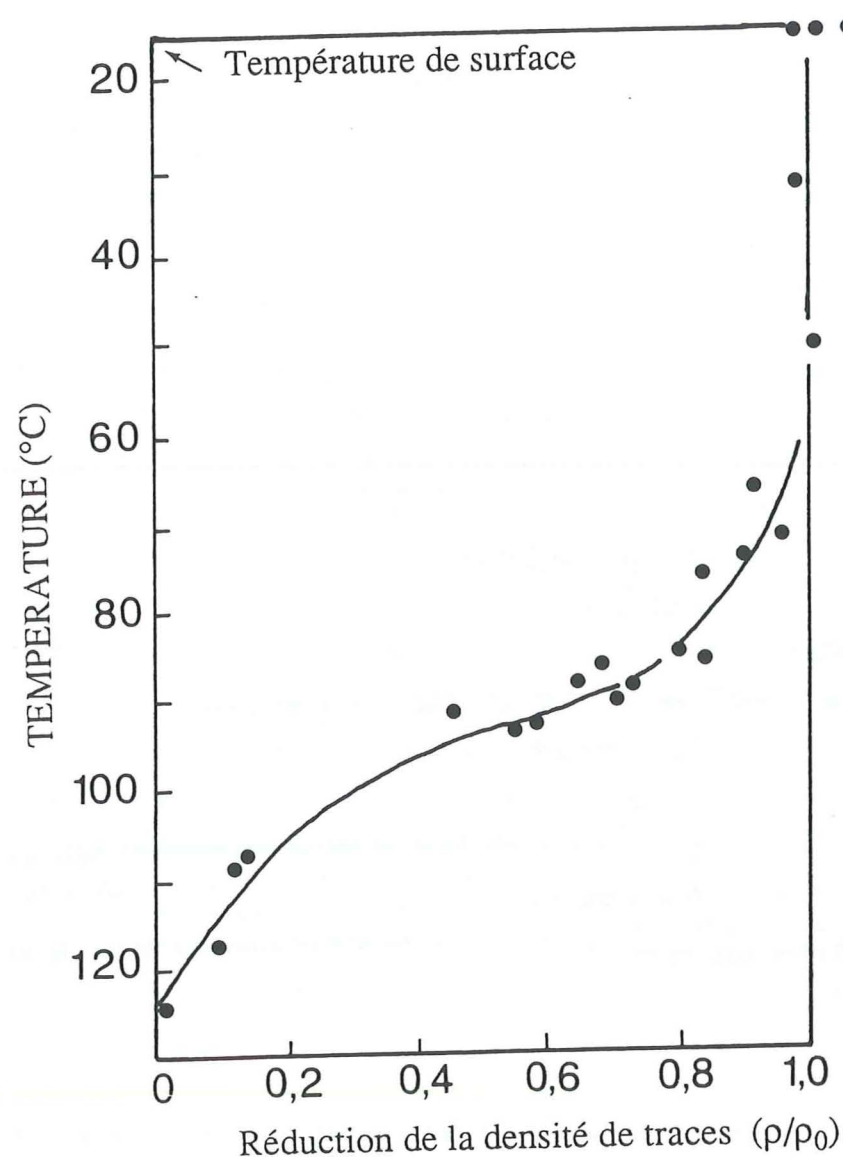


Fig. 14.III: Variations des âges traces de fission apparents en fonction de l'augmentation de la température donc de la pression dans les puits de forage du bassin d'Otway. Les échantillons prélevés en surface sont également reportés (d'après Gleadow et Duddy, 1981).

Naeser (1981) montre dans une étude effectuée sur des apatites extraites de plusieurs puits de forage d'un champs pétrolier en Californie, où la durée de chauffage est estimée à 10 Ma, que les âges TF ne commencent à diminuer qu'à partir de 95°C et s'annulent à 118°C (Fig. 15.III). Ces résultats indiquent que le recuit total des traces dans ce minéral s'effectuerait dans un intervalle de température compris entre 105°C pour un temps de recuit isotherme de 100 Ma (puits de forage Eielson), et ~ 150°C pour un temps de recuit de ~ 100.000 ans (puits Coso) (Fig. 16.III).

Les observations effectuées sur des apatites extraites de forages profonds permettent d'évaluer le temps nécessaire, à une température donnée, pour obtenir un taux de recuit de 0%, 50% ou 100%. Les points obtenus pour différents forages ont été reportés dans la figure 16.III. On constate que:

1- les points correspondant à 50% de perte de traces, pour des durées de chauffage isotherme comprises entre  $10^5$  et  $10^8$  ans, sont situées sur la courbe «50%» dérivée des expériences de laboratoire.

2- En revanche, les points correspondant à 0% et 100%, pour les mêmes durées de recuit naturel, sont alignés sur des droites situées à l'intérieur du faisceau des droites d'Arrhénius correspondantes, extrapolées d'après les données de laboratoire. Cette différence de comportement a été attribuée à la variation de composition chimique des apatites (Gleadow et Duddy, 1981). Toutefois, elle n'entraîne pas de modification sensible sur l'évaluation de la température de fermeture.

## 2- DOMAINES DE STABILITE THERMIQUE DES TRACES DE FISSION

Les âges traces de fission des apatites et les densités des traces spontanées présentent toujours, d'après les datations des apatites des forages, la même forme générale (Fig. 17.III):

1) jusqu'à une certaine profondeur, correspondant à des températures ambiantes < 65°C, les âges TF ne présentent aucun rajeunissement. Cette zone superficielle, où donc les longueurs de traces ne sont pas sensiblement altérées, est dite «zone de stabilité totale» (ZST) des traces fossiles (ou de rétention totale).

2) entre 65°C et 120-150°C, les âges TF diminuent progressivement jusqu'à s'annuler, en raison d'un effacement thermique progressif des traces spontanées, qui deviennent de plus en plus courtes et dont la densité révélabile devient négligeable. Nous sommes alors dans la «zone de rétention partielle» (ZRP) des traces.

3) à des températures supérieures à 120-150°C, on ne rencontre plus qu'occasionnellement des traces spontanées de toutes longueurs: il s'agit de traces récemment produites et non encore complètement effacées dans les conditions thermiques locales. C'est la «zone de recuit total» (ZRT) des traces.



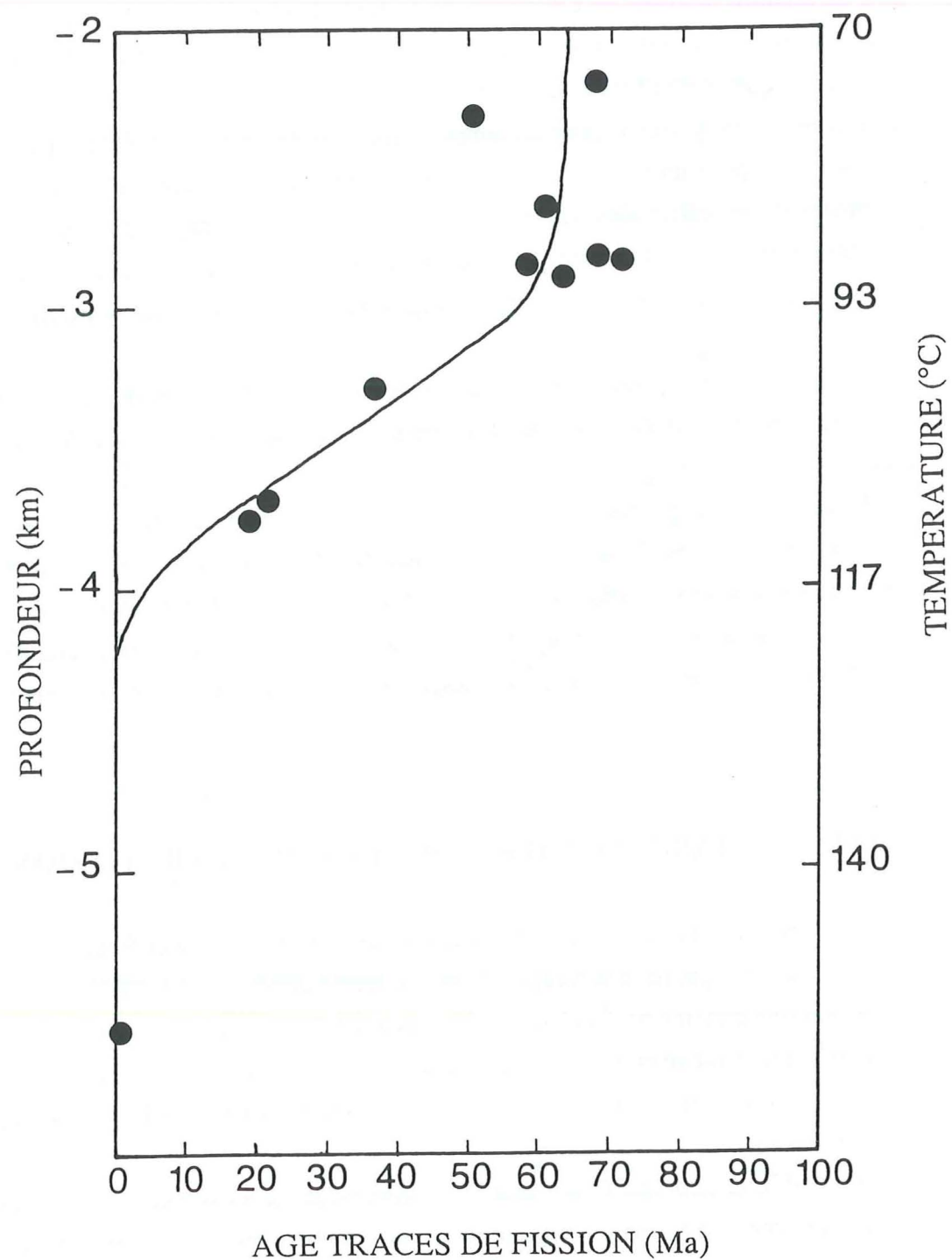


Fig. 15.III: Variations des âges traces de fission apparents en fonction de la température dans le champs pétrolier Tejon en Californie (d'après Naeser, 1981).

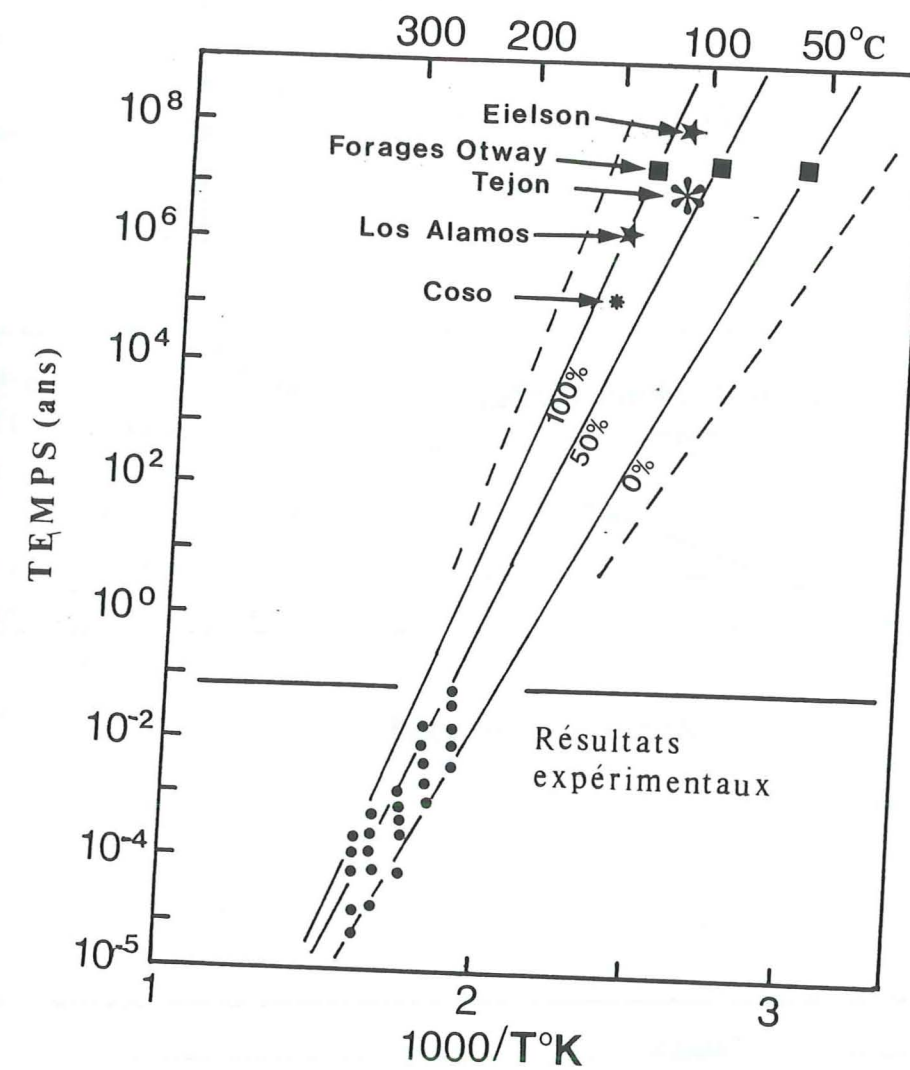


Fig. 16.III: Courbes d'Arrhénius tracées à partir des résultats de datations dans les apatites des puits de forage du bassin d'Otway.



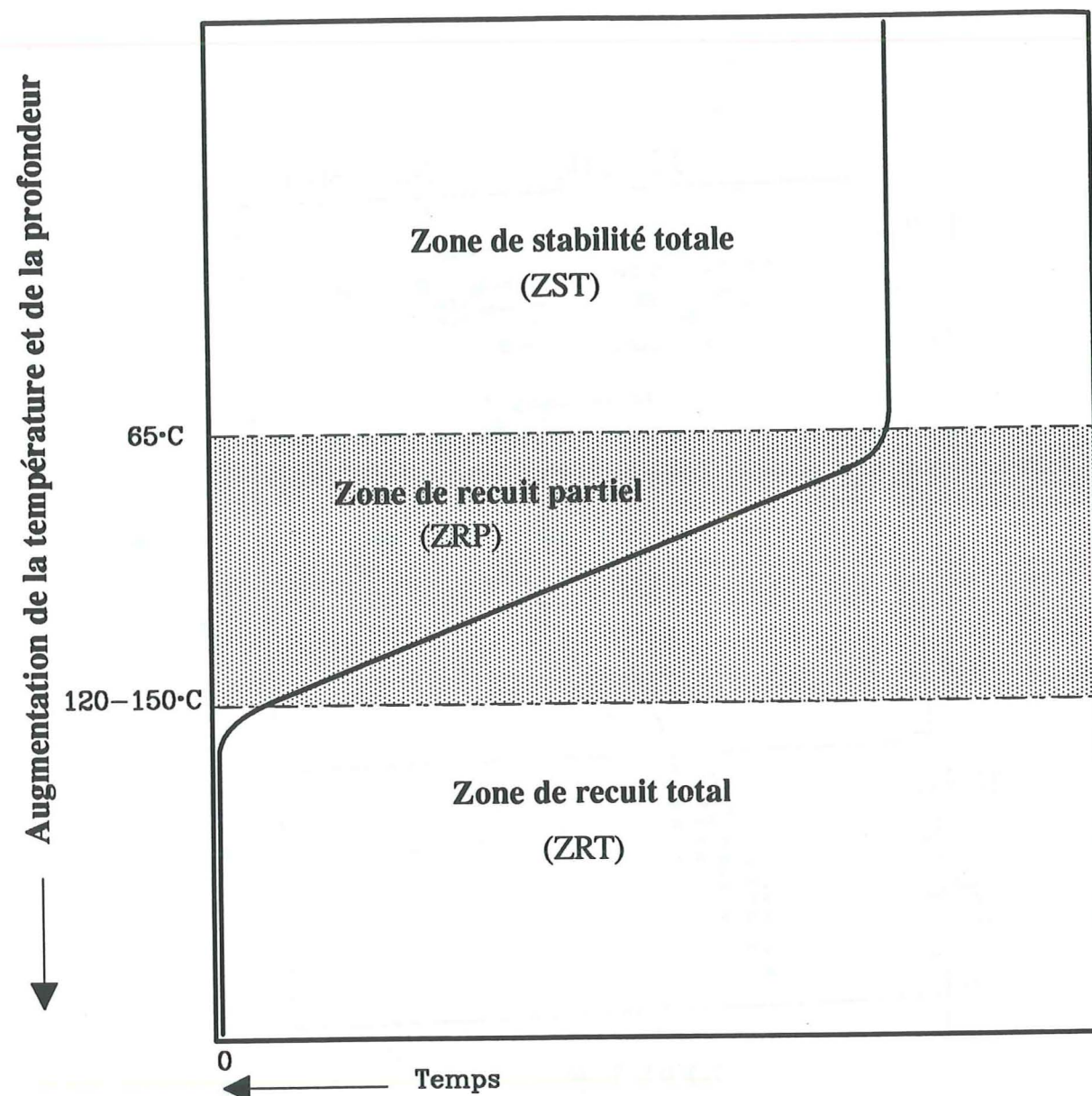


Fig. 17.III: Décroissance de l'âge TF sur apatite avec l'augmentation de la température et donc de la profondeur dans une série sédimentaire au moment du maximum d'échauffement. La température de recuit total (âge = 0) dépend de la durée de séjour de la roche au maximum de la température atteinte.

### 3- INTERPRETATION DES AGES TRACES DE FISSION

En raison de la grande sensibilité des traces aux effets thermiques, l'interprétation d'un âge apparent diffèrera selon l'histoire thermique du minéral daté. Dans la figure (18.III), trois cas ont été considérés.

1) Dans le cas d'un refroidissement rapide (courbe A, Fig. 18.III), comme dans les roches volcaniques, le passage du minéral dans la zone de recuit partiel est très bref. Les traces formées conserveront pratiquement toute leur longueur, et donc l'âge mesuré correspondra à l'âge de cristallisation de la roche.

2) Lors d'un refroidissement lent et régulier, lié par exemple à un phénomène de surrection-érosion, (courbe B, figure 18.III) les traces commencent à être progressivement enregistrées au fur et à mesure de la progression dans la zone de rétention partielle. L'âge apparent TF correspond alors au franchissement de l'isotherme correspondant à la  $T_p$  c'est à dire au moment où 50% des traces produites sont enregistrées.

3) Lorsque l'histoire thermique est complexe (courbe C, Fig. 18.III), comme dans le cas de divers processus géologiques, tels que variations des gradients géothermiques, influences thermiques liées à la mise en place de roches magmatiques (sills, dykes, etc...) ou à la circulation de fluides hydrothermaux, etc..., une fraction des traces, la plus ancienne, peut se trouver plus ou moins raccourcie par échauffement. Deux populations de traces seront alors observées (Fig. 19.III):

a- Une population de traces, enregistrées avant le maximum de la crise thermique, affectée d'un certain degré de réduction.

b- une deuxième population de traces, dont le degré de recuit dépend de l'histoire de refroidissement, plus longues que les premières.

L'âge apparent obtenu est un âge mixte, sans signification géologique précise. Il est plus récent que celui du premier franchissement de la température du début d'enregistrement  $T_0$  (Fig. 18.III), mais plus ancien que celui du dernier événement thermique. Une interprétation géochronologique correcte des densités de traces de fission fossiles doit tenir compte de la distribution de leurs longueurs, qui dans le cas de cette figure, devrait être bimodale.

La mesure des longueurs de traces apparaît donc comme l'un des aspects fondamentaux de la datation par TF. Elle permet de comprendre la signification d'un âge apparent et éventuellement de le «corriger» en tenant compte de son histoire thermique.

### 4- METHODES DE CORRECTION DES AGES TRACES DE FISSION

Nous avons vu au début de ce chapitre que dans l'équation d'âge simplifiée, on suppose que  $R_i/R_s = 1$ . Or, quand le minéral traverse la zone de recuit partiel, les traces spontanées sont thermiquement affectées, leurs longueurs comme leur densités se trouvant donc diminuées. Le rapport  $R_i/R_s$  est donc supérieur à 1. L'âge apparent TF sera alors rajeuni.

Deux méthodes de correction d'âge sont actuellement disponibles:

1- la méthode des âges plateaux



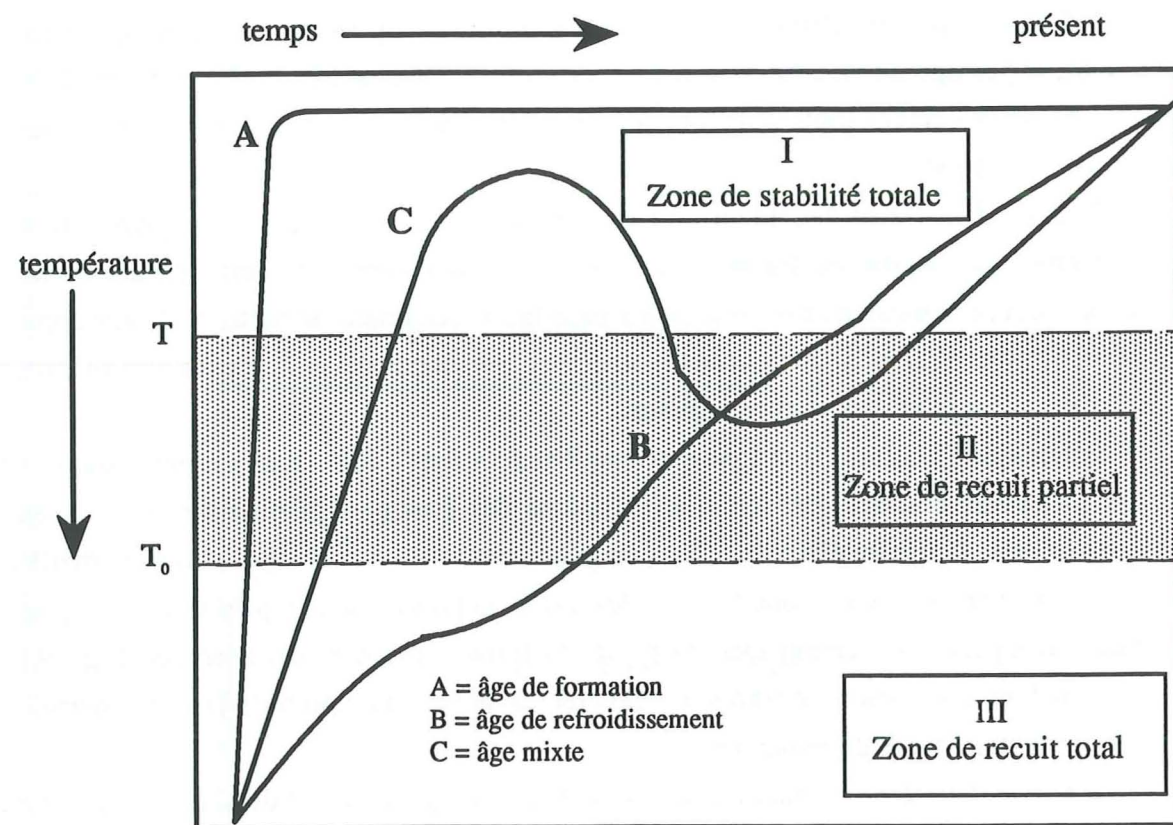


Fig. 18.III: Modèles schématiques de refroidissement des roches:  
 (A): refroidissement rapide  
 (B): refroidissement lent et régulier  
 (C): refroidissement suivi d'un évènement thermique  
 (D'après Wagner, 1981)

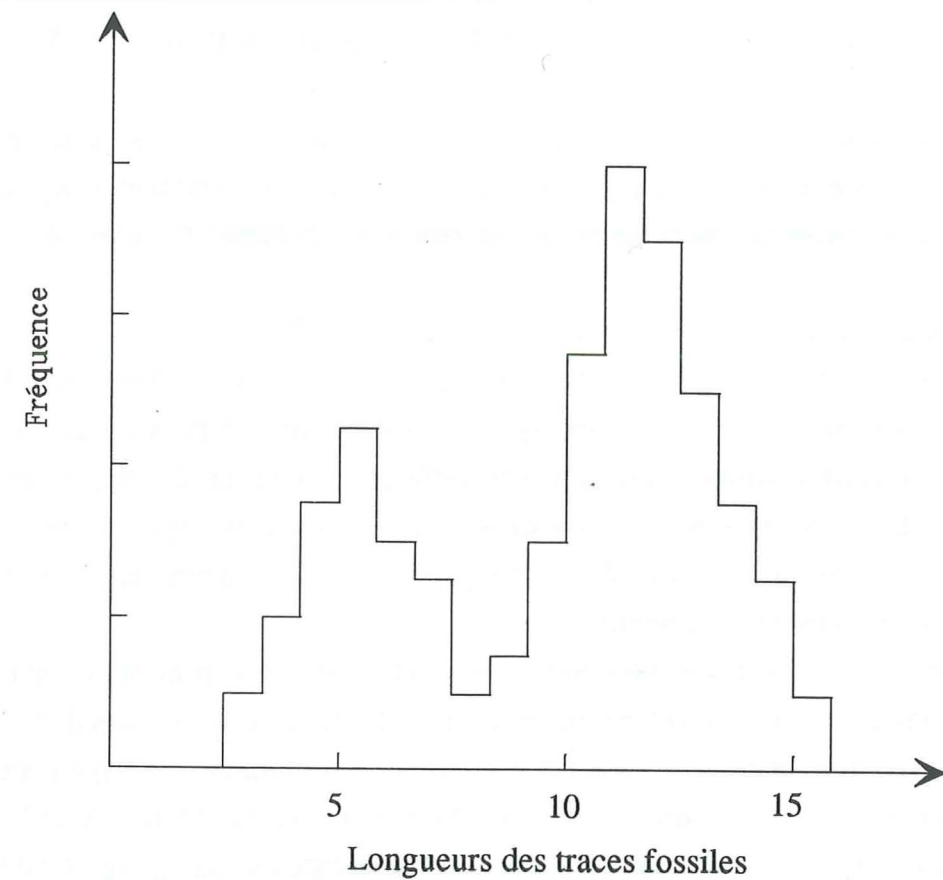


figure 19.III- Distribution des longueurs des traces de fission spontanées d'un échantillon qui a subi un évènement thermique léger, montrant deux populations de traces. Celles enregistrées avant le maximum de la crise thermique ont été raccourcies, les autres, qui se sont formées après, sont plus longues (voir texte).



## 4.1- METHODE DE CORRECTION PAR LES AGES PLATEAUX

Cette méthode consiste à ramener le rapport  $R_i/R_s$  à la valeur 1, par une suite de recuits successifs des traces spontanées et induites en laboratoire. Le contrôle du rapport  $R_i/R_s$  s'effectue par les mesures de densités de traces après chaque recuit. En pratique, deux procédures sont utilisées:

- 1- procédure de recuit isochrone (Storzer et Poupeau, 1973);
- 2- procédure de recuit isotherme (Burchart et al., 1975; Galazca et Burchart, 1977).

En régime isochrone, le recuit des traces spontanées et induites se fait en plusieurs étapes successives à température croissante mais pour une durée constante (Fig. 20.IIIa). Pour chaque étape, les densités de traces spontanées et induites sont déterminées puis l'âge calculé.

Le rapport des densités  $\rho_s/\rho_i$  (ou l'âge) est reporté sur un diagramme en fonction de la température. Deux cas peuvent se présenter:

- les traces spontanées ne sont pas affectées de recuit; le rapport  $R_s/R_i$  est sensiblement égal à 1, et reste constant tout au long des étapes de recuit (Fig. 20.IIIb). Le rapport des densités  $\rho_s/\rho_i$  reste donc constant. L'âge apparent ne varie pas et contribue à la définition de l'âge plateau.

- le rapport  $R_s/R_i$  est initialement inférieur à 1, dans ce cas, la longueur révélabile des traces spontanées, déjà affectée d'un certain taux de réduction, ne commence à se réduire significativement qu'après avoir atteint un taux de recuit sensiblement équivalent à celui des traces induites (Fig. 20.IIIc), (Green et al. 1989b). En d'autres termes, bien que  $R_s$  et  $R_i$  diminuent avec l'intensité du recuit,  $R_s/R_i$  va peu à peu tendre vers 1. Ceci serait dû au fait que l'énergie d'activation nécessaire à leur effacement est plus élevée que celle des traces induites. L'âge qui en résulte devient plus ancien, puisqu'on réduit les densités induites sans affecter les densités fossiles. Lorsque à nouveau,  $R_s/R_i = 1$ , l'âge se stabilise en une valeur plateau, géologiquement significative.

La méthode de correction par les âges plateaux permet d'obtenir des âges du début de l'enregistrement des traces avec une précision de  $\pm 5\%$ . Cependant, cette méthode ne renseigne pas sur la durée de l'événement thermique qui a causé le rajeunissement des âges.

## 4.2- CORRECTION DES AGES PAR LES LONGUEURS

Les mesures des longueurs des traces (projetées et confinées) ont été utilisées pour les corrections des âges TF par plusieurs auteurs. Différents modèles ont été proposés.

## 4.2.1- MODELE DE STORZER ET WAGNER (LONGUEURS PROJETEES DES TRACES)

Ce modèle, proposé par Storzer et Wagner en 1969, pour les tectites, et appliqué par la suite aux apatites, repose sur l'établissement d'une courbe de calibration permettant de corriger la

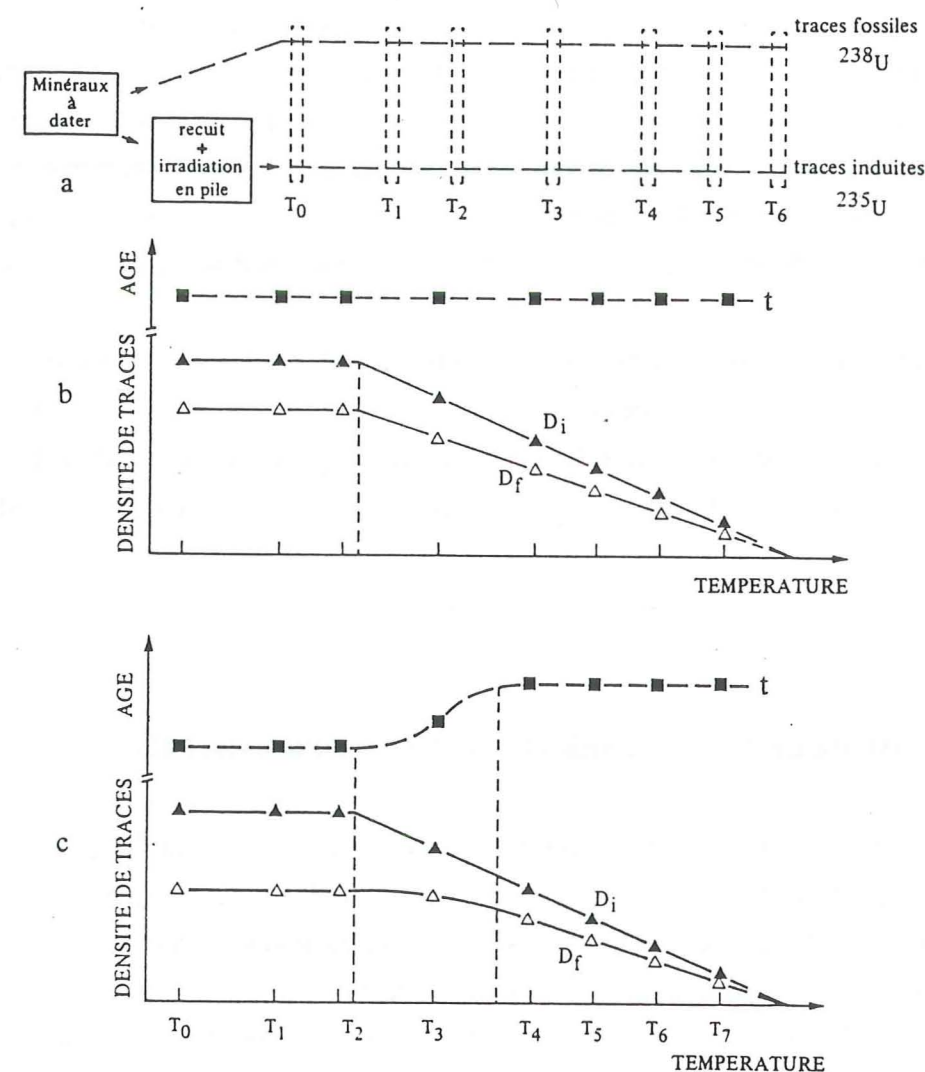


Fig. 20.III: Principe de la détermination d'un âge plateau isochrone. Pour chaque température de recuit un âge TF est mesuré à partir de couples de populations de cristaux contenant respectivement des traces fossiles et induites (a). L'évolution des âges mesurés est donnée pour le cas d'un refroidissement rapide (b) et pour le cas d'une roche ayant été légèrement retouchée thermiquement (c) (d'après Carpena et Mailhé, 1985).



réduction des densités de traces spontanées. Nous avons vu que le recuit thermique provoque une diminution de la longueur révélabile des traces et par conséquent de la densité. Pour établir la courbe de calibration, les traces spontanées sont complètement effacées d'une aliquote du minéral, par un recuit en laboratoire. Cette aliquote est ensuite irradiée dans un réacteur nucléaire pour induire la fission de l'uranium 235. La longueur moyenne  $l_0$  et la densité  $\rho_0$  des traces induites sont mesurées, puis une série de recuits en laboratoire est réalisée sur des sous-aliquotes ainsi irradiées, jusqu'à la disparition totale des traces. Ainsi, pour chaque étape de recuit, les longueurs moyennes  $l$  et les densités  $\rho$  de traces sont mesurées. On reporte ensuite les valeurs résiduelles ( $l/l_0$ ) et ( $\rho/\rho_0$ ) sur un diagramme qui montre la relation entre diminution des longueurs et des densités de traces (Fig. 21.III).

Pour corriger un âge apparent TF pour d'éventuels effets thermiques, on mesure la longueur moyenne des traces de fission spontanées  $l_s$ . Si  $l_s/l_i$  est significativement différent de 1, on déduit graphiquement le pourcentage de réduction de la densité fossile  $\rho_s$ , d'où une évaluation de la densité corrigée de l'effacement partiel des traces:  $\rho_{s \text{ corrigée}} = \rho_s/x$ , et un âge apparent corrigé est:

$$t_{\text{corr.}} = t_{\text{app.}}/x. \quad (11.3)$$

#### 4.2.2- MODELE DE WAGNER (LONGUEURS PROJETEES)

Les distributions des longueurs projetées des traces spontanées et induites, peuvent fournir des renseignements précieux sur les vitesses de refroidissement. Un modèle, élaboré par Wagner, (1988, 1989), permettrait de distinguer les densités des traces fossiles qui seraient enregistrées dans la zone de stabilité totale, et par conséquent de dater le refroidissement en dessous de  $\sim 60^\circ\text{C}$ . Wagner montre, après l'analyse des distributions des longueurs projetées des traces spontanées que celles dont la longueur est supérieure à  $10 \mu\text{m}$  présentent un intérêt particulier. En effet de telles traces ne se rencontreraient que dans les apatites de la zone de stabilité totale. En d'autres termes, tenir compte de la fraction de traces dont la longueur projetée est supérieure à  $10 \mu\text{m}$  permettraient de dater le moment de refroidissement au dessous de  $60^\circ\text{C}$ .

L'obtention de cet âge, à partir de l'âge TF apparent s'obtiendrait alors selon la relation:

$$c_s/c_i = t_{60}/t_m \quad (12.3)$$

avec:

$c_s$ : fraction des traces spontanées  $> 10 \mu\text{m}$

$c_i$ : fraction des traces induites  $> 10 \mu\text{m}$

$t_{60}$ : âge de franchissement de l'isotherme  $60^\circ\text{C}$  dans un processus de refroidissement

$t_m$ : âge apparent mesuré

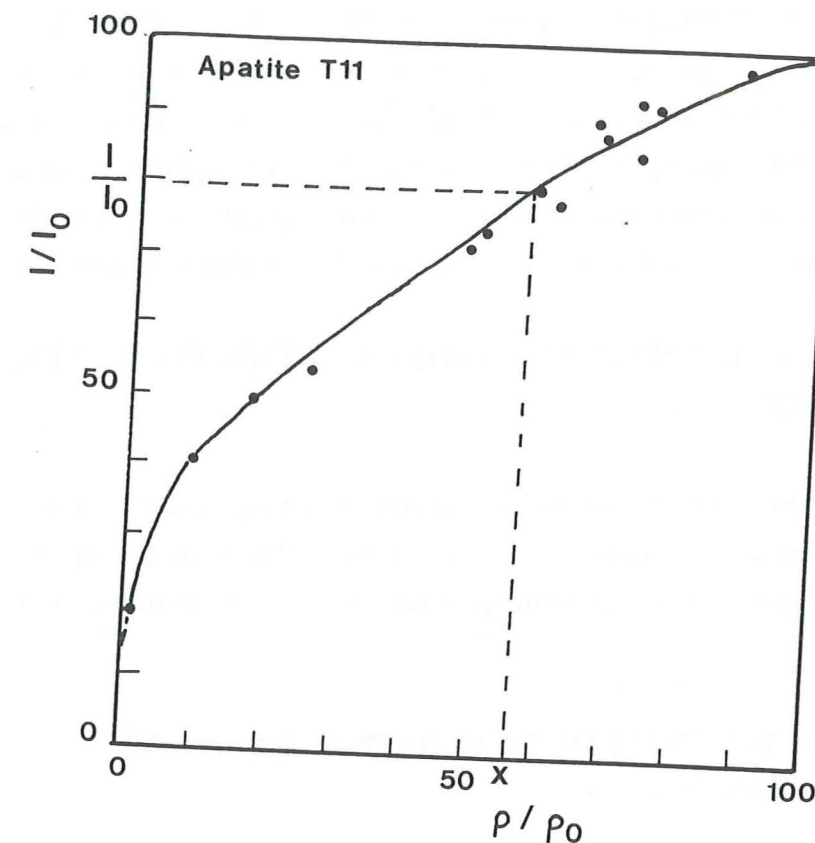


Fig. 21.III: Recuit en laboratoire des traces de fission fraîchement induites montrant une réduction progressive des longueurs moyennes projetées des traces  $l/l_0$  en fonction de la réduction des densités  $\rho/\rho_0$ . (D'après Wagner, 1988).



d'où:

$$t_{60} = (c_p/c_f) \times t_m \quad (13.3)$$

#### 4.2.3- MODELE DE GREEN (LONGUEURS DES TRACES CONFINÉES)

Au cours d'une étude par TF des apatites détritiques du bassin d'Otway (SE d'Australie), Green et al., (1989a) ont montré qu'il existait une relation entre les longueurs moyennes des traces confinées et les âges apparents d'apatites de différents forages provenant de ce bassin (Fig. 22.III). Ils ont proposé d'utiliser cette relation empirique pour la calibration des âges apparents des apatites des bassins sédimentaires. Ces auteurs soulignent qu'en toute rigueur, cette correction ne conviendrait qu'aux apatites ayant eu une histoire thermique semblable à celle du bassin d'Otway.

### 5- LES GRANDS DOMAINES D'APPLICATIONS DE LA METHODE DE DATATION PAR TRACES DE FISSION

La méthode de datation par traces de fission est couramment appliquée depuis une dizaine d'années à l'étude des taux de dénudation (surrection-érosion) dans les chaînes de montagnes. C'est aussi un outil précieux pour l'étude des histoires thermiques des bassins sédimentaires et la datation des verres volcaniques.

#### 5.1- EVALUATION DES TAUX DE DENUDATION DANS LES CHAINES DE MONTAGNES

La datation par traces de fission sur apatites a été appliquée à l'évaluation des taux de dénudation dans les chaînes de montagnes, depuis que l'observation a montré que, le long d'un profil topographique, les âges traces de fission sur apatites augmentent en général avec l'altitude (Dodge and Naeser, 1968; Wagner and Reimer, 1972).

Il est possible de calculer des taux apparents de dénudation selon trois méthodes:

##### 5.1.1- la méthode du relief

Si deux minéraux situés à des altitudes différentes  $h_1$  et  $h_2$  sur un profil topographique, avec  $h_2 > h_1$ , présentent des âges TF  $t_1$  et  $t_2$ , avec  $t_2 > t_1$ , on peut toujours calculer un taux de dénudation moyen,  $\tau_d$  (mm/an), entre  $t_1$  et  $t_2$  selon:

$$\tau_d = \frac{(h_2 - h_1)}{(t_2 - t_1)}$$

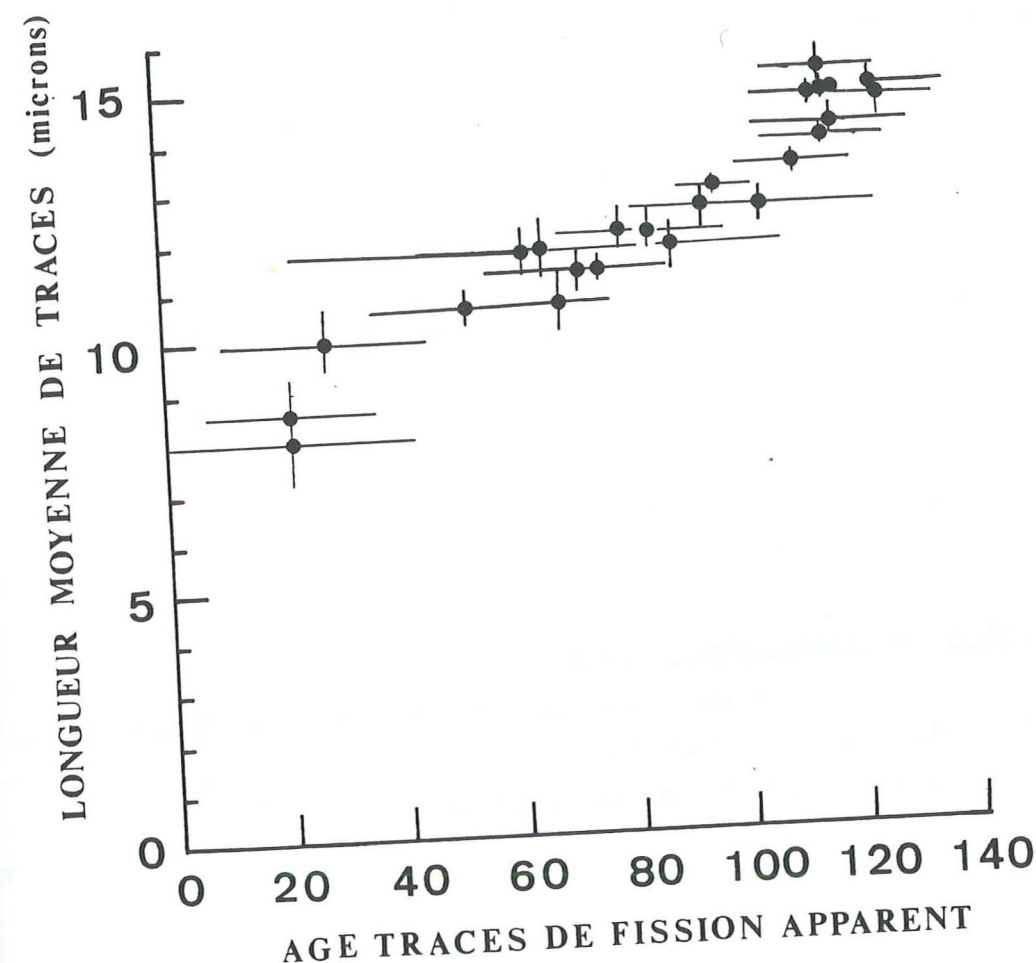


Fig. 22.III: Relation entre la longueur moyenne des traces confinées et les âges apparents traces de fission sur apatites des puits de forage du bassin d'Otway, Australie. Cette relation permet la correction des âges à partir des mesures des longueurs des traces confinées (d'après Green et al., 1989b).



### 5.1.2- la méthode des «paires de minéraux»

Dans ce cas, un taux de dénudation est calculé à partir des âges TF de deux chronomètres dans le même échantillon, par exemple, l'apatite et le zircon. Etant donné que chaque chronomètre a sa température de fermeture,  $T_z$  et  $T_a$ , on peut calculer un taux de refroidissement ( $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ).

$$\tau_r = \frac{T_z - T_a}{t_2 - t_1}$$

Il est possible, si l'on fait une hypothèse sur le gradient géothermique moyen  $G$ , de calculer un taux de dénudation selon

$$\tau_d = \frac{t_r}{G}$$

### 5.1.3- Méthode du chronomètre unique

Si l'on ne dispose que d'un seul minéral dont la température de fermeture est connue, on peut,

(i) en considérant la température de surface et (ii) en faisant une hypothèse sur le gradient géothermique, calculer un taux de refroidissement moyen  $\tau_r$  selon:

$$\tau_r = \frac{T_f - T_{\text{surface}}}{t - 0}$$

Le taux de dénudation est:

$$\tau_d = \frac{\tau_r}{G}$$

Il s'agit donc d'une approche dérivée de la précédente.

Il est important de remarquer que ces trois méthodes ne peuvent fournir que des taux de surrection-érosion (c'est à dire dénudation) apparents. Ces taux ne peuvent correspondre à des taux réels que si (Parrish, 1982, 1983):

- Les isothermes critiques sont horizontaux et non influencés par la surface topographique et les variations de conductivité thermique dans le segment crustal considéré.
- Les isothermes critiques restent à une profondeur constante par rapport à la surface, sans considération du taux de soulèvement.
- Le soulèvement est égal à l'érosion.

## 5.2- ETUDE DE L'HISTOIRE THERMIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES

Les traces de fission commencent à être utilisées dans l'étude de l'histoire thermique des bassins sédimentaires (N.D. Naeser et al., 1989). L'étude du recuit des traces est aussi un moyen de définir les anomalies thermiques localisées dans les bassins sédimentaires dues aux intrusions magmatiques ou aux circulations de fluides hydrothermaux ( $T > 70^{\circ}\text{C}$ ) dans les roches. Ces informations sont surtout recherchées à partir des apatites, parce que ces minéraux sont les plus ubiquistes des phases datables par TF d'une part, et d'autre part, parce que leur zone de rétention thermique des traces, entre  $\sim 65^{\circ}\text{C}$  et  $130^{\circ}\text{C}$ , correspond à la fenêtre de maturation de la matière organique en huile.

## 5.3- DATATION DES VERRES VOLCANIQUES

Les roches volcaniques sont datables à partir soit des minéraux qu'elles contiennent (apatites, zircons, sphènes), soit de leur partie vitreuse (éclats de verre des tephres, enveloppes vitreuses des pillows-lavas, phase vitreuse des obsidiennes, des ponces, etc...). La méthode des traces est particulièrement intéressante pour les matériels où d'éventuels contaminations de socle risquent d'influencer les résultats des méthodes traditionnelles comme le potassium-argon.

## 6- CONCLUSION

Les traces de fission sont hautement sensibles à l'élévation de la température. L'énergie thermique permet la restauration des zones de dégâts occasionnées par le passage des fragments de fission. Le recuit des traces se traduit par une diminution de leurs longueurs révélables et par suite de leurs densités, entraînant un rajeunissement des âges. Plusieurs études sur la stabilité des traces ont été réalisées à partir des données de recuits thermiques des traces induites en laboratoire. Les résultats sont généralement présentés sous forme de courbes d'Arrhénius basées soit sur les densités soit sur les mesures des longueurs de traces. Ces études ont montré que les traces de fission dans les apatites réagissent quelque peu différemment au recuit selon leur composition chimique. Ainsi, les traces dans les chlorapatites résistent plus au recuit thermique que celles des fluorapatites. Le recuit des traces s'effectuerait en deux temps: d'abord par une fermeture progressive de leurs extrémités puis, quand le taux de recuit devient important, par l'apparition de coupures non révélables se produisant à n'importe quel endroit de la trace. Le recuit des traces est aussi anisotrope: celles qui sont perpendiculaires à l'axe  $c$  du cristal disparaissent plus rapidement que celles qui lui sont parallèles.

Différentes zones de stabilité des traces dans l'apatite ont été définies. Dans un processus de refroidissement, les traces de fission ne commencent à être enregistrées que lorsque la température atteint  $120-150^{\circ}\text{C}$ : c'est la zone de recuit total. Au delà de cette zone et jusqu'à une température de  $60-70^{\circ}\text{C}$ , les traces sont plus ou moins raccourcies: c'est la zone de recuit partiel. En deçà de  $60^{\circ}\text{C}$



elles sont stables: c'est la zone de stabilité totale.

Le rajeunissement des âges TF dû au recuit thermique des traces fossiles peut être corrigé.

Deux méthodes de correction des âges TF sont actuellement disponibles:

- 1- la méthode des âges plateaux, surtout applicable aux verres volcaniques
- 2- les méthodes basées sur la mesure des longueurs de traces

L'analyse des datations par les traces de fission sur apatites constitue la méthode de datation nucléaire la plus sensible aux effets des épisodes de surrection-érosion dans les chaînes de montagnes. Elle fournit des informations sur la chronologie, la distribution spatiale et l'importance de la dénudation dont la quantification est rendue difficile par la raréfaction des dépôts sédimentaires tardi-orogéniques et, concernant les socles cristallins, par l'absence de marqueurs chronologiques stratigraphiques récents.

## CHAPITRE IV

### CALIBRATIONS DES POSITIONS D'IRRADIATION EN REACTEURS NUCLEAIRES

#### 1- BUT DE LA CALIBRATION

La calibration d'une position d'irradiation dans un réacteur nucléaire doit être effectuée avant tout travail de datation par traces de fission. Pour calibrer cette position d'irradiation, deux types de contrôles sont nécessaires:

- 1- l'étude des variations spatiales éventuelles du flux de neutrons thermiques à l'intérieur du container (ou furet) d'irradiation.
- 2- la datation de standards géologiques d'âges connus, irradiés dans cette position.

#### 2- PREPARATION DES ECHANTILLONS POUR UNE IRRADIATION

La dosimétrie neutronique est réalisée grâce aux verres standards du NIST dont la concentration en uranium est connue (tableau 1.IV, colonne 2). Les plus généralement utilisés par les laboratoires de traces de fission sont les verres SRM 962/612 et 963.

Avant chaque irradiation, ces verres sont nettoyés à l'acétone puis lavés à l'eau distillée et à l'alcool. Sur chaque face d'un verre est appliqué un mica muscovite préalablement découpé selon un disque de même diamètre que le verre (un centimètre environ, Fig. 1.IVb). Pour éviter tout risque de contamination de surface, la face du mica appliquée contre le verre est obtenue par clivage d'une lamelle juste avant leur montage. Chaque verre, plus ses deux micas, est enfermé dans un sachet de polyéthylène scellé à chaud (Fig. 1.IVd).

Les sandwichs verres-micas ainsi obtenus sont disposés le long du furet, les uns en position axiale, les autres en position radiale, et maintenus par un rembourrage de laine de silice (Fig. 1.IV a et c).

#### 3- REVELATION ET OBSERVATION DES TRACES

Après irradiation, les traces de fission dans les micas sont révélées par une attaque chimique à l'acide fluorhydrique (HF) 50%, pendant 70 minutes, dans un bain thermostaté maintenu à une température de 20°C. Elles ont été observées sous un microscope optique «Leitz Orthoplan», en lumière réfléchie, avec un grossissement x1000 (objectif x100 opérant à sec, oculaire x10). Les traces de fission révélées se présentent sous forme de tubes prismatiques à section basale losangiques dont la longueur maximum atteint 13 microns environ (Fig. 2.IV). Le comptage de ces



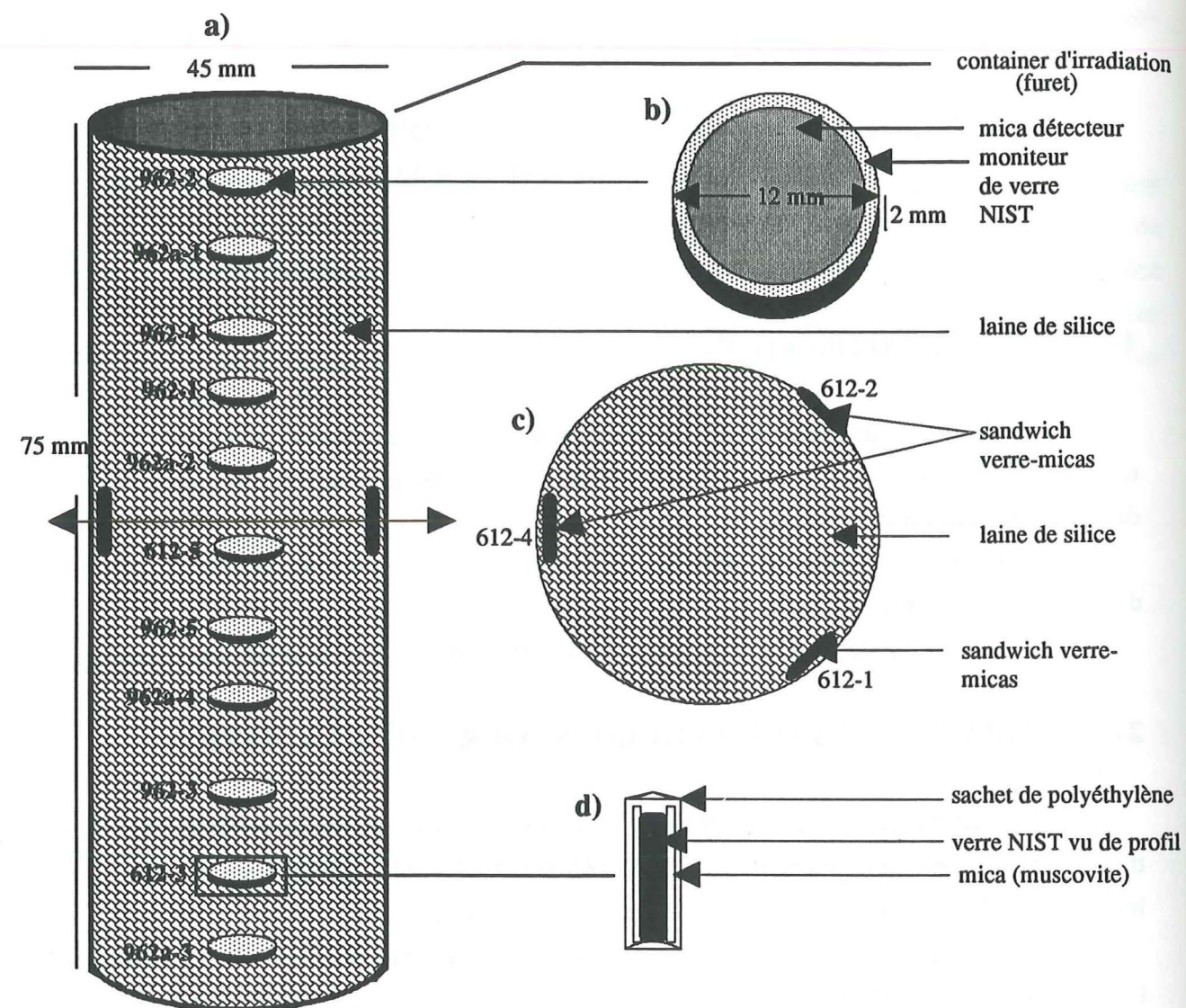


Figure 1.IV - Schéma montrant la disposition des sandwichs verres-micas muscovites à l'intérieur du furet d'irradiation utilisés pour la calibration du canal T1 du réacteur Mélusine (CEN Grenoble). a): disposition générale dans le furet; b): sandwich moniteur de verre NIST-micas muscovites mises en contact étroit contre les faces du verre; c): coupe transversale montrant les moniteurs mis en position radiale; d): détail d'un sandwich verre-micas enveloppés dans un sachet de polyéthylène vu de profil.

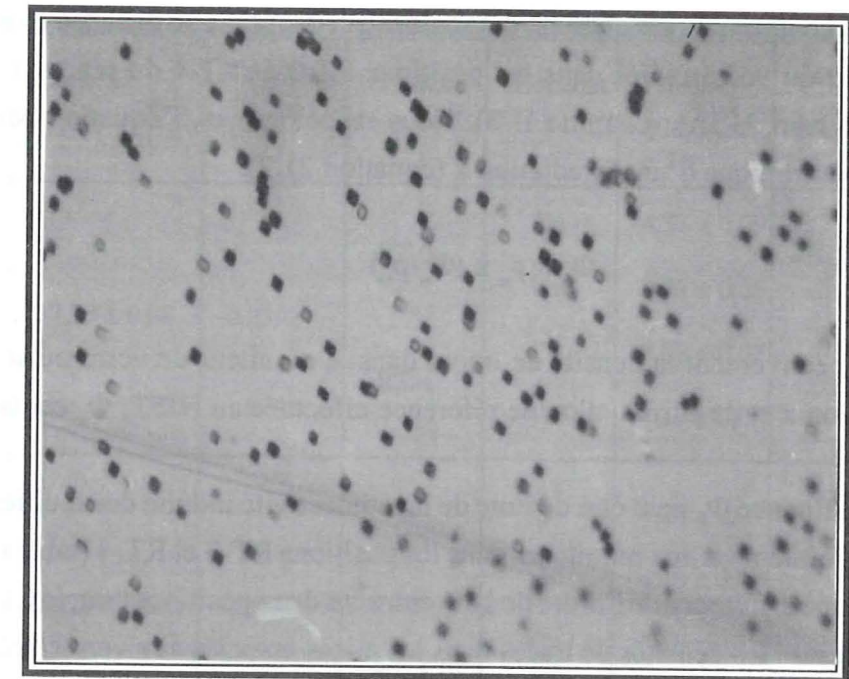


Fig. 2.IV : Traces de fission dans un mica muscovite



traces se fait par balayage d'une certaine surface du mica déterminée à l'aide d'une grille située dans l'un des oculaires. Un minimum de 2500 traces par mica sont comptées afin d'obtenir une incertitude statistique inférieure à  $\pm 2\%$  ( $1\sigma$ ).

#### 4- MESURE DES FLUENCES NEUTRONIQUES

La fluence des neutrons thermiques est déterminée par rapport aux densités et fluences des moniteurs 962/612 et/ou 963 irradiés dans les positions RT-3 et RT-4 du réacteur du NIST à Gaithersbourg (Maryland, USA), (chapitre II-3). Nous rappelons, ici, l'équation permettant de calculer la fluence neutronique d'une irradiation x (équation 21.2):

$$\Phi_x = \rho_x \times (\Phi_{st}/\rho_{st})$$

où:  $\rho_x$  et  $\rho_{st}$  sont respectivement la densité de traces dans le moniteur de verre ou son détecteur externe de l'irradiation x et de l'irradiation de référence effectuée au NIST;  $\Phi_{st}$  est la fluence de référence.

La valeur de la fluence  $\Phi_{st}$  peut être déduite de la radioactivité induite des feuilles d'Or et de Cuivre irradiées conjointement aux moniteurs dans les positions RT-3 et RT-4 (tableau 1.IV). On constate qu'il existe une différence de l'ordre de 10% entre ces deux positions pour le Cuivre et l'Or.

Nous avons mesuré les densités de traces dans les micas associés aux verres 962a ainsi que dans les standards 963a et leurs micas, irradiés dans les positions RT-3 et RT-4. Les résultats de ces mesures sont rapportés dans le tableau 2.IV. En considérant d'une part, les densités moyennes des traces mesurées dans les micas associés aux verres 962a et 963a et d'autre part, la moyenne des fluences neutroniques déduites par la radioactivité des feuilles d'Or et de Cuivre irradiées dans RT-3 et RT-4, on remarque que les taux de production ( $\rho/\Phi$ ) des traces induites dans ces deux positions sont indistinguable (tableau 3.IV).

Nous avons, pour des raisons pratiques qui seront discutées ultérieurement (Poupeau et al. en préparation), adopté, (i) comme valeurs des fluences de calibration  $\Phi_{st}$ , les moyennes arithmétiques des fluences obtenues à partir des feuilles d'Or et de Cuivre des positions RT-3 et RT-4, et (ii) pour  $\rho_{st}$  la densité moyenne des micas correspondants, soit (tableaux 1.IV et 2.IV):

pour les verres 962a:  $\Phi_{st} = 4,29 \pm 0,37 \times 10^{14} \text{ n/cm}^2$  et  $\rho_{st} = 8,123 \pm 0,253 \times 10^4 \text{ traces/cm}^2$

pour les verres 963a:  $\Phi_{st} = 42,38 \pm 2,69 \times 10^{14} \text{ n/cm}^2$  et  $\rho_{st} = 2,085 \pm 0,208 \times 10^4 \text{ tr/cm}^2$ .

Nous avons alors, avec une dosimétrie par les verres 962 et 963 respectivement  $\Phi_x = \rho_x \times 0,528 \times 10^{10} \text{ n/cm}^2$  et  $\Phi_x = \rho_x \times 20,326 \times 10^{10} \text{ n/cm}^2$  où  $\rho_x$  est exprimé en  $10^4 \text{ traces/cm}^2$ .

a)

Verre NBS	Conc. U (ppm)	<sup>235</sup> U/ <sup>238</sup> U (%)	Position	Moniteur	Fluence 10 <sup>14</sup> n/cm <sup>2</sup> ± 1σ	Fluence (Cu + Au)	Fluence (RT-3+RT-4)
SRM 962a	37,38 ± 0,08	0,2392	RT-3	Cu	4,37 ± 0,09	4,56 ± 0,27	4,29 ± 0,37
				Au	4,75 ± 0,05		
			RT-4	Cu	3,87 ± 0,07	4,02 ± 0,21	
				Au	4,17 ± 0,08		
SRM 963a	0,823 ± 0,002	0,2792	RT-3	Cu	41,2 ± 0,7	43,5 ± 3,25	42,38 ± 2,69
				Au	45,8 ± 0,4		
			RT-4	Cu	39,5 ± 0,1	41,25 ± 2,47	
				Au	43,0 ± 0,7		

b)

Position	"Cadmium ratios"	
	Au	Cu
RT-3	10,2	65
RT-4	87	536

Tableau 1.IV- a): Fluences déterminées dans le réacteur du NIST pour les verres étalons par les moniteurs Au et Cu; b): Cadmium ratios pour l'Or et le Cuivre dans les positions RT-3 et RT-4.



a)

Moniteur	Date d'achat	Détecteur externe	position	n	N	N/n	Densité $10^4 \text{ tr/cm}^2 \pm 1\sigma$	Obs.	Date de comptage
962a	1984	mica	RT-3	200	4083	20,42	$8,30 \pm 0,13$	1	1989
		mica	RT-4	200	3899	19,50	$7,92 \pm 0,13$	1	1989
	1986	mica	RT-3	120	2466	20,55	$8,35 \pm 0,17$	1	1987
		mica	RT-3	120	2454	20,45	$8,31 \pm 0,17$	2	1988
		mica	RT-3	300	6078	20,26	$8,24 \pm 0,11$	4	1989
		mica	RT-3	160	3277	20,48	$8,32 \pm 0,14$	3	1989
		mica	RT-4	120	2277	18,98	$7,71 \pm 0,16$	1	1987
		mica	RT-4	120	2434	20,28	$8,24 \pm 0,17$	2	1988
		mica	RT-4	300	5680	18,93	$7,70 \pm 0,10$	4	1989
		mica	RT-4	160	3205	20,03	$8,14 \pm 0,14$	3	1989
963a	Grenoble 1986	mica	RT-3	400	1991	4,98	$2,02 \pm 0,05$	1	1989
		mica	RT-3	1213	6673	5,50	$2,23 \pm 0,03$	5	1989
		mica	RT-4	400	1697	4,24	$1,72 \pm 0,04$	1	1989
		mica	RT-4	422	1928	4,56	$1,86 \pm 0,04$	5	1989
	Pise 1988	mica	RT-3	269	1553	5,77	$2,35 \pm 0,06$	1	1988
		mica	RT-3	300	1573	5,24	$2,13 \pm 0,05$	3	1988
		mica	RT-4	269	1472	5,47	$2,22 \pm 0,06$	1	1988
		mica	RT-4	260	1373	5,28	$2,15 \pm 0,06$	3	1988
		verre	RT-3	120	2621	21,84	$2,86 \pm 0,06$	3	1988
		verre	RT-3	110	2184	19,86	$2,60 \pm 0,06$	1	1988
		verre	RT-4	120	2158	17,98	$2,35 \pm 0,05$	3	1988
		verre	RT-4	120	2342	19,52	$2,55 \pm 0,05$	1	1988

b)

Détecteur	Densités moyennes (RT-3 + RT-4)	
	962a, (1984- 1986)	963a, (Gr. + Pise)
Micas	$8,123 \pm 0,253$	$2,085 \pm 0,208$
Verres	-----	$2,59 \pm 0,21$

Tableau 2.IV- Densités de traces de fission dans les verres étalons du NIST 962a et 963a et dans leurs détecteurs externes micas muscovite (a); Densités moyennes (RT-3 + RT-4) pour les deux moniteurs (b); n et N respectivement nombre de champs et nombre de traces comptées.

Les conditions d'observations et de comptages sont:

1- Dans les micas: microscope Orthoplan; objectif à sec 100x, oculaire 10x, comptage sur tout le champ ayant une surface de  $24604 \mu\text{m}^2$ .

2- Dans les verres: microscope Orthoplan; objectif à sec Olympus 40x, oculaire 10x, surface d'un champ =  $76450 \mu\text{m}^2$ .

3- Observateurs (Obs.):

- 1: Erika LABRIN
- 2: Enio SOLIANI
- 3: El Mehdi MANSOUR
- 4: Lidia LELARGE
- 5: Naima SABIL

Moniteur	Position d'irradiation	$\rho_m \pm 1\sigma$ $\times 10^4 \text{ tr/cm}^2$	$\Phi_m \pm 1\sigma$ $\times 10^{14} \text{ n/cm}^2$	$\rho_m / \Phi_m$ $\times 10^{-10} \text{ tr/n} \pm 1\sigma$
962a	RT-3	$8,30 \pm 0,04$	$4,56 \pm 0,27$	$1,82 \pm 0,11$
	RT-4	$7,94 \pm 0,24$	$4,02 \pm 0,21$	$1,97 \pm 0,12$
963a	RT-3	$2,18 \pm 0,14$	$43,50 \pm 3,25$	$0,050 \pm 0,005$
	RT-4	$1,99 \pm 0,24$	$41,25 \pm 2,47$	$0,048 \pm 0,006$

Tableau 3.IV- Taux de production des traces pour les moniteurs 962a et 963a irradiés dans les positions RT-3 et RT-4.  $\rho_m$  et  $\Phi_m$  sont respectivement les densités de traces et les fluences moyennes.





## 5- ETUDE DES VARIATIONS DES FLUX NEUTRONIQUES DANS LES FURETS D'IRRADIATION

### 5-1- ETUDE DU GRADIENT SPATIAL DE FLUX NEUTRONIQUE DANS LE CANAL T1 DU REACTEUR MELUSINE (C.E.N GRENOBLE)

L'irradiation destinée à la calibration du réacteur Mélusine a été réalisée en 1986 (Irradiation 86-2). A cet effet, 14 moniteurs de verres standards de la série (962/612) ont été montés: 11 pastilles disposées dans le furet en position axiale et 3 en position radiale (Fig. 1.IV a et c).

Cette position d'irradiation est caractérisée par un «Cadmium ratio», ou rapport cadmium, de 180 (Meyer 1990). Le Cadmium ratio est défini comme étant le rapport entre l'activité d'un moniteur nu (non recouvert), et donc exposé pendant l'irradiation aux neutrons de toutes énergies, et celle d'un moniteur équivalent protégé pendant l'irradiation par une feuille de cadmium. La section efficace du cadmium est très grande pour l'absorption des neutrons thermiques (neutrons dont l'énergie est inférieure à  $10^{-1}$  eV). Il absorbe les neutrons thermiques d'énergie moyenne de 0,025 eV. Le cadmium agit donc comme filtre pour ces neutrons et permet alors la détermination du flux des neutrons épithermiques et rapides.

le container d'irradiation possède une hauteur utile de 75 mm et un diamètre de 45 mm. Pendant l'irradiation, il est inclu dans un autre container présentant des ailettes qui, sous l'effet d'un courant d'Azote, permettent une rotation du container sur lui-même. Ce mouvement de rotation permet une homogénéisation du flux des neutrons thermiques à l'intérieur du container.

le flux nominal dans la position T1 était de  $10^{13}$  n.cm<sup>-2</sup>.sec<sup>-1</sup>. Nous avons effectué une irradiation de 100 secondes, donnant une fluence nominale de  $10^{15}$  n/cm<sup>2</sup>.

Les résultats concernant cette irradiation sont reportées dans le tableau 4.IV. Dans ce tableau on a reporté les mesures de densité de traces dans les micas associés aux moniteurs du NIST. Les lettres H et B désignent les deux micas en position supérieure (H=haut) et inférieure (B=bas), associés à un moniteur donné. Certains micas ont été comptés deux fois (par exemple les micas H et B du moniteur 962-2, 612-5 etc...), voire trois fois (le mica H du moniteur 962a-4). On constate la bonne reproductibilité des mesures de densité.

On remarque que les fluences mesurées au sommet du furet (abscisse 0mm) diffèrent significativement de celles mesurées à la base (abscisse 75mm). Afin de mieux visualiser cette variation, nous avons calculé la fluence moyenne arithmétique des mesures de la sixième colonne du tableau 4.IV et normalisé les fluences calculées par cette valeur. Les résultats apparaissent dans le tableau 5.IV. Les valeurs des fluences normalisées sont reportées dans la colonne 4. La distribution des fluences normalisées est représentée dans la figure 3.IVa, où il apparait que dans les 20 premiers millimètres du furet, la fluence semble varier avec la position le long de l'axe, avant de se stabiliser dans les derniers 60 millimètres. Cette tendance apparait plus nettement si, au lieu de reporter les mesures individuelles de fluence, on utilise la moyenne pondérée pour chaque moniteur (Fig.3.IVb).

Dans cette figure le point marqué par un cercle vide, correspond à la moyenne pondérée des

Moniteur	Position des micas (mm)	n	N	$\rho \pm 1\sigma$ $\times 10^5$ tr/cm <sup>2</sup>	$\Phi \pm 1\sigma$ $\times 10^{15}$ n/cm <sup>2</sup>	Obs.
962-2	H 0	60	2191	$1,48 \pm 0,03$	$7,78 \pm 0,16$	1
	H 0	60	2211	$1,50 \pm 0,03$	$7,79 \pm 0,17$	2
	B 2	60	2309	$1,56 \pm 0,03$	$8,21 \pm 0,17$	1
	B 2	60	2230	$1,51 \pm 0,03$	$7,94 \pm 0,16$	3
962a-1	H 5	60	2283	$1,55 \pm 0,03$	$8,15 \pm 0,17$	1
	B 7	60	2309	$1,56 \pm 0,03$	$8,21 \pm 0,17$	1
962-4	H 12	60	2395	$1,62 \pm 0,03$	$8,52 \pm 0,17$	1
	B 14	60	2394	$1,62 \pm 0,3$	$8,52 \pm 0,17$	1
962-1	H 20	60	2499	$1,69 \pm 0,03$	$8,89 \pm 0,18$	1
	H 20	60	2414	$1,64 \pm 0,03$	$8,63 \pm 0,18$	3
962a-2	B 28	60	2305	$1,56 \pm 0,03$	$8,21 \pm 0,17$	1
	B 28	60	2400	$1,63 \pm 0,03$	$8,57 \pm 0,17$	1
	B 28	60	2443	$1,65 \pm 0,03$	$8,68 \pm 0,18$	1
612-1	H 31	60	2496	$1,69 \pm 0,03$	$8,89 \pm 0,18$	1
	H 31	60	2466	$1,67 \pm 0,03$	$8,78 \pm 0,18$	2
612-2	H 31	60	2468	$1,67 \pm 0,03$	$8,78 \pm 0,18$	1
612-4	H 31	60	2388	$1,62 \pm 0,03$	$8,52 \pm 0,18$	1
	H 31	60	2448	$1,66 \pm 0,03$	$8,73 \pm 0,18$	2
	B 31	60	2515	$1,70 \pm 0,03$	$8,94 \pm 0,18$	1
612-5	H 34	60	2443	$1,65 \pm 0,03$	$8,68 \pm 0,18$	1
	H 34	60	2459	$1,67 \pm 0,03$	$8,78 \pm 0,18$	3
	B 36	60	2402	$1,63 \pm 0,03$	$8,57 \pm 0,17$	1
	B 36	60	2369	$1,60 \pm 0,03$	$8,42 \pm 0,17$	1
962-5	B 44	60	2505	$1,70 \pm 0,03$	$8,94 \pm 0,18$	1
	B 44	60	2519	$1,71 \pm 0,03$	$8,99 \pm 0,18$	2
962a-4	H 50	60	2590	$1,75 \pm 0,03$	$9,21 \pm 0,18$	1
	H 50	60	2558	$1,73 \pm 0,03$	$9,10 \pm 0,18$	1
	H 50	60	2410	$1,63 \pm 0,03$	$8,57 \pm 0,17$	2
	B 52	60	2449	$1,66 \pm 0,03$	$8,73 \pm 0,18$	1
	B 52	60	2479	$1,68 \pm 0,03$	$8,84 \pm 0,18$	2
962-3	H 58	60	2569	$1,74 \pm 0,03$	$9,15 \pm 0,18$	1
	B 60	60	2485	$1,68 \pm 0,03$	$8,84 \pm 0,18$	1
612-3	H 66	60	2474	$1,68 \pm 0,03$	$8,84 \pm 0,18$	1
	B 68	60	2552	$1,73 \pm 0,03$	$9,10 \pm 0,18$	1
962a-3	H 73	60	2475	$1,60 \pm 0,03$	$8,84 \pm 0,18$	1
	H 73	60	2479	$1,68 \pm 0,03$	$8,84 \pm 0,18$	2
	B 75	60	2475	$1,68 \pm 0,03$	$8,84 \pm 0,18$	1

Tableau 4.IV - Densités de traces de fission induites ( $\rho$ ) dans les micas associés aux moniteurs NBS 962/612 de l'irradiation 86-2 effectuée à Mélusine (CEN Grenoble) et fluences neutroniques associées. H et B indiquent respectivement le haut (H) et le bas (B) de chaque verre; n et N sont respectivement le nombre de champs et le nombre de traces induites comptées. Obs. représente les observateurs qui ont effectué les comptages des traces: 1- E. LABRIN; 2- E. VULLIEZ; 3- T. VAUCHEZ.



Moniteur	Position des micas (mm)		Fluences ( $\Phi_i$ ) $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2 \pm 1\sigma$	$\Phi_i/\Phi \pm 1\sigma$	$\Phi_i/\Phi$ moyen pondéré
962-2	H	0	$7,78 \pm 0,16$	$0,90 \pm 0,02$	$0,92 \pm 0,01$
	H	0	$7,79 \pm 0,17$	$0,90 \pm 0,02$	
	B	2	$8,21 \pm 0,17$	$0,95 \pm 0,02$	
	B	2	$7,94 \pm 0,16$	$0,92 \pm 0,02$	
962a-1	H	5	$8,15 \pm 0,17$	$0,95 \pm 0,02$	$0,95 \pm 0,01$
	B	7	$8,21 \pm 0,17$	$0,95 \pm 0,02$	
962-4	H	12	$8,52 \pm 0,17$	$0,99 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,01$
	B	14	$8,52 \pm 0,17$	$0,99 \pm 0,02$	
962-1	H	20	$8,89 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,01$
	H	20	$8,89 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	
962a-2	B	28	$8,21 \pm 0,17$	$0,95 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,01$
	B	28	$8,57 \pm 0,17$	$0,99 \pm 0,02$	
	B	28	$8,68 \pm 0,18$	$1,00 \pm 0,02$	
612-1*		31	$8,89 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	$1,02 \pm 0,01$
		31	$8,78 \pm 0,18$	$1,02 \pm 0,02$	
612-2*		31	$8,78 \pm 0,18$	$1,02 \pm 0,02$	
612-4*		31	$8,52 \pm 0,17$	$0,99 \pm 0,02$	
		31	$8,73 \pm 0,18$	$1,01 \pm 0,02$	
		31	$8,94 \pm 0,18$	$1,04 \pm 0,02$	
612-5	H	34	$8,68 \pm 0,18$	$1,00 \pm 0,02$	$1,0 \pm 0,01$
	H	34	$8,78 \pm 0,18$	$1,02 \pm 0,02$	
	B	36	$8,57 \pm 0,17$	$0,99 \pm 0,02$	
	B	36	$8,42 \pm 0,17$	$0,98 \pm 0,02$	
962-5	B	44	$8,94 \pm 0,18$	$1,04 \pm 0,02$	$1,04 \pm 0,01$
	B	44	$8,99 \pm 0,18$	$1,04 \pm 0,02$	
962a-4	H	50	$9,21 \pm 0,18$	$1,07 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,01$
	H	50	$9,10 \pm 0,18$	$1,06 \pm 0,02$	
	H	50	$8,57 \pm 0,17$	$0,99 \pm 0,02$	
	B	52	$8,73 \pm 0,18$	$1,01 \pm 0,02$	
	B	52	$8,84 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	
962-3	H	58	$9,15 \pm 0,18$	$1,06 \pm 0,02$	$1,04 \pm 0,01$
	B	60	$8,84 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	
612-3	H	66	$8,84 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	$1,04 \pm 0,01$
	B	66	$9,10 \pm 0,18$	$1,06 \pm 0,02$	
962a-3	H	73	$8,84 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,01$
	H	73	$8,84 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	
	B	75	$8,84 \pm 0,18$	$1,03 \pm 0,02$	

Tableau 5.IV- Fluences spatiales normalisées dans le furet d'irradiation du réacteur MELUSINE (Grenoble). H et B sont respectivement les positions des micas en haut et en bas des verres standards NIST. Les verres marqués d'un astérisque étaient disposés dans le furet en position radiale, les autres en position axiale.  $\Phi = 8,65 \pm 0,35 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$  est la moyenne arithmétique des fluences reportées dans la colonne 6 du tableau 4.4.

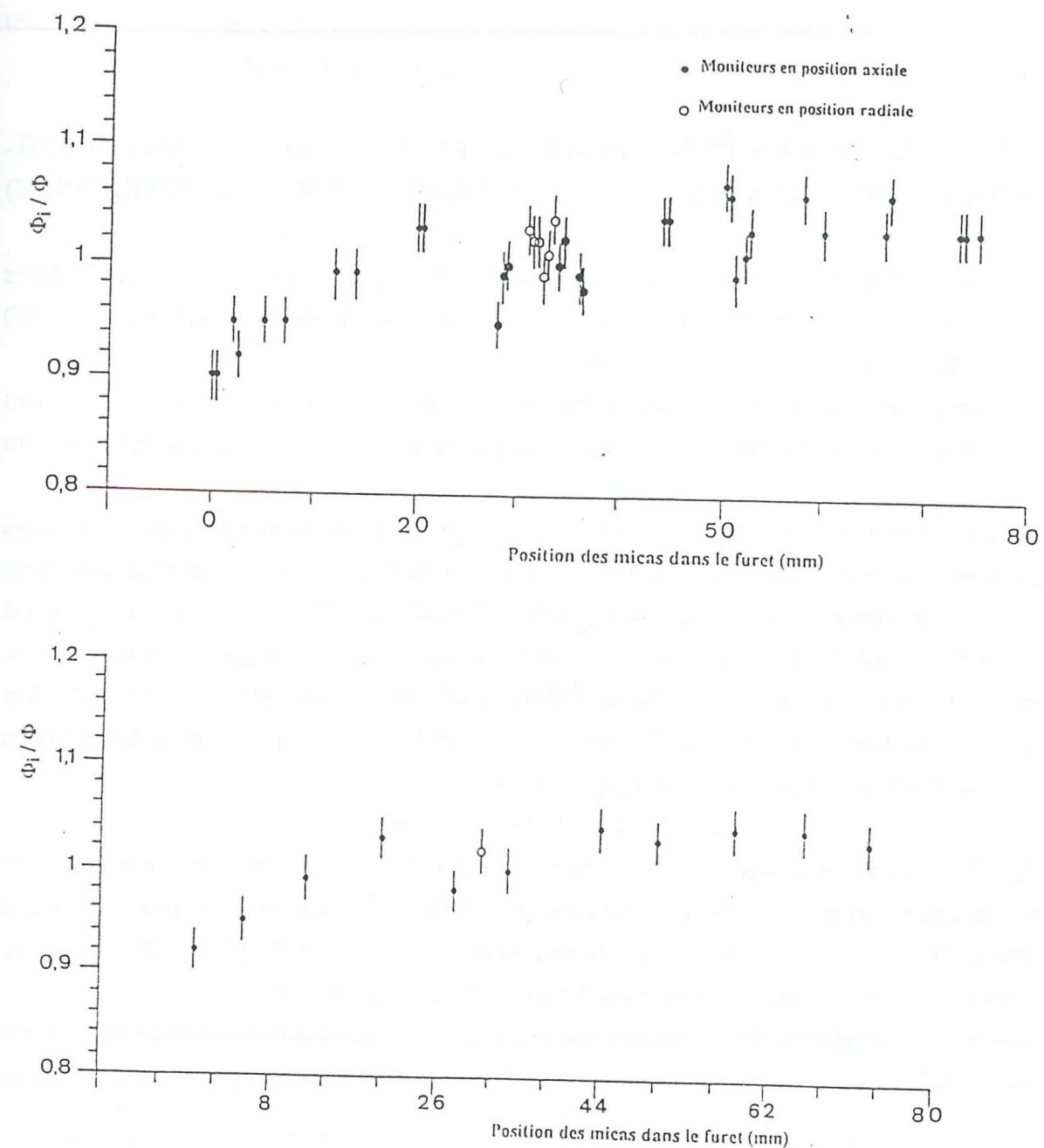


Fig. 3.IV: Variation spatiale du flux des neutrons thermiques dans le furet (irradiation 86-2, Mélusine).  
a) Mesures individuelles pour chaque mica  
b) Les points représentent les moyennes pondérées pour chaque moniteur



fluences des 3 moniteurs situés en position radiale (Fig.1.IVc). En effet, du fait de la rotation du furet, ces trois moniteurs sont équivalents. On constate que la fluence moyenne qu'ils enregistrent est de 4% inférieure à ce qu'aurait pu fournir un moniteur en position axiale.

## 5-2- ETUDE DU GRADIENT SPATIAL DU FLUX DES NEUTRONS THERMIQUES DANS LE CANAL V3 DU REACTEUR A HAUT FLUX (I.L.L., GRENOBLE)

Le réacteur Mélusine, qui donc devait être utilisé par notre équipe, a été fermé peu après notre calibration. Nous avons alors étalonné la position d'irradiation V3 du Réacteur à Haut Flux (RHF) de l'Institut Laue Langevin (ILL) à Grenoble.

Le canal V3 présente un cadmium ratio pour le Cobalt, juste à l'extérieur de la cuve à eau lourde, de 1000. Les dimensions utiles de la navette (container) sont 75 mm de hauteur et 45 mm de diamètre.

L'irradiation ayant pour objectif la calibration de cette position, réalisée en 1987 (irradiation 87-1), comportait 11 pastilles de verres standards du NIST 962 et 612 dont 8 étaient disposées en position axiale et 3 en position radiale et des apatites du Fish Canyon Tuff (Fig. 4.IV). Nos mesures de densités de traces dans les micas associés à ces verres sont, dans les limites des erreurs statistiques, concordantes avec celles des autres opérateurs (tableau 6.IV, Obs.3). Les verres 612 et 962 semblent avoir le même comportement puisque leurs fluences respectives sont concordantes. La moyenne arithmétique des fluences relatives à chaque mica est:

$$\Phi = (1,14 \pm 0,05) \times 10^{15} \text{ n/cm}^2.$$

Les fluences moyennes pondérées normalisées, reportées sur un diagramme en fonction de la position des micas à l'intérieur du container (Fig. 5.IV), semblent montrer une diminution régulière du flux des neutrons thermiques du haut vers le bas du furet, de 1%/cm (Bigazzi et al. 1988). Radialement, on observe une variation du flux de 2%/cm environ.

Par contre l'irradiation 89-5 effectuée dans cette position ne montre pas de variation axiale de flux (Fig. 6.IV). Les résultats analytiques relatifs à cette irradiation sont reportés dans le tableau 7.IV.

## 5-3- ETUDE DU GRADIENT DE FLUX NEUTRONIQUE DANS LE CANAL P1 DU REACTEUR ORPHEE (C.E.N. SACLAY)

Au moment où nous venions de calibrer la position V3 du réacteur RHF, celui-ci a dû fermer pour une durée approchant un an. Notre groupe a alors été contraint d'étalonner la position d'irradiation P1 du réacteur Orphée au Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (Sabil, 1990).

Le canal P1 de ce réacteur est caractérisé par un cadmium ratio d'environ 12000 pour le Cobalt et environ 3300 pour l'Or. Cette position est l'une des meilleures actuellement pour des irradiations aux neutrons thermiques. Les dimensions utiles du container d'irradiation sont 70 mm de hauteur et 31 mm de diamètre.

L'irradiation utilisée pour la calibration de cette position, réalisée en Décembre 1988

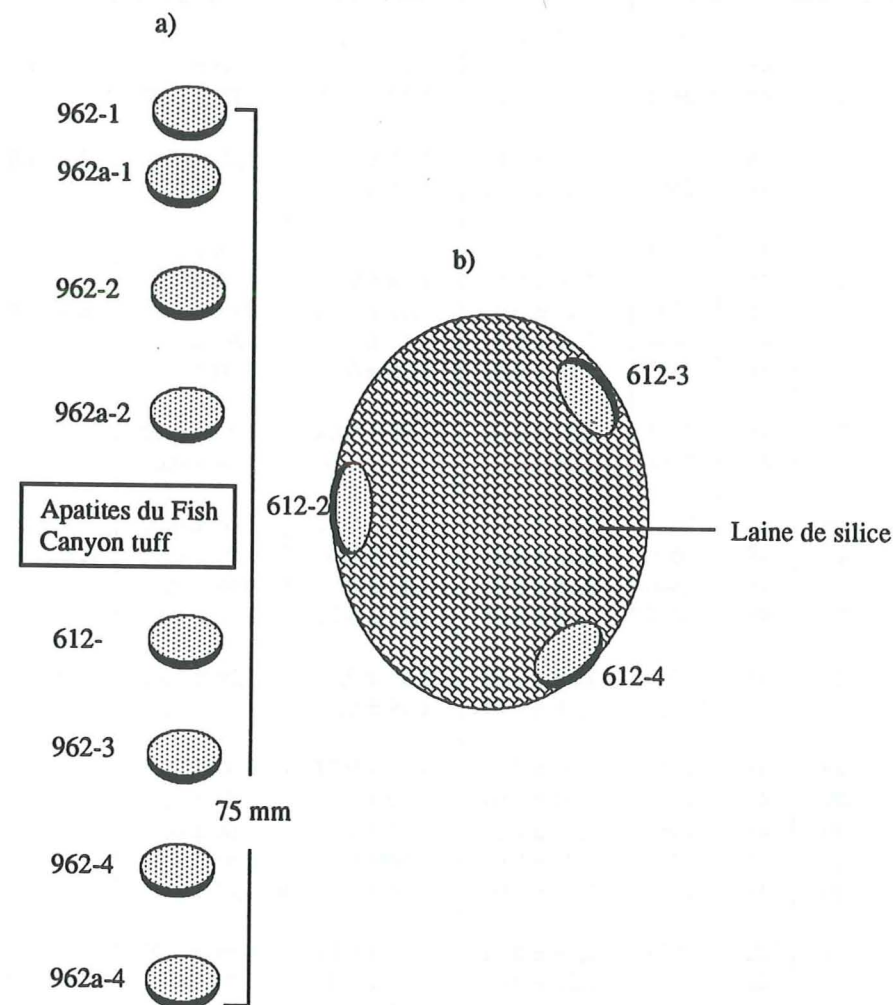


Fig. 4.IV- Schéma de montage des verres NIST et leurs micas associés dans le furet en vue de l'irradiation 87-1 dans la position V3 du réacteur RHF (C.E.N. Grenoble). a) arrangement des moniteurs en position axiale; b) coupe transversale du furet montrant les moniteurs en position radiale.



Moniteur	Position des micas (mm)		n	N	$\rho \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ tr/cm}^2$	$(\Phi_i) \pm 1\sigma$ $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	$\Phi = 1,14 \pm 0,05$ $\Phi_i / \Phi \pm 1\sigma$	$\Phi_i / \Phi$ moyen pondéré	Obs.
962-1	H	0	48	2661	$2,25 \pm 0,01$	$1,18 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,02$	$1,04 \pm 0,01$	2
	H	0	48	2732	$2,31 \pm 0,01$	$1,21 \pm 0,02$	$1,06 \pm 0,02$		3
	B	2	48	2621	$2,22 \pm 0,01$	$1,17 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,02$		2
962a-1	H	7	48	2656	$2,25 \pm 0,01$	$1,18 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,01$	2
	B	9	48	2660	$2,25 \pm 0,01$	$1,18 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,02$		2
962-2	H	14	48	2514	$2,13 \pm 0,01$	$1,12 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,01$	1
	H	14	48	2554	$2,16 \pm 0,01$	$1,14 \pm 0,02$	$1,00 \pm 0,02$		2
	B	16	48	2548	$2,11 \pm 0,01$	$1,11 \pm 0,02$	$0,97 \pm 0,02$		2
	B	16	48	2494	$2,11 \pm 0,01$	$1,11 \pm 0,02$	$0,97 \pm 0,02$		2
	B	16	48	2582	$2,19 \pm 0,01$	$1,15 \pm 0,02$	$1,00 \pm 0,02$		3
962a-2	H	21	48	2795	$2,37 \pm 0,01$	$1,25 \pm 0,02$	$1,10 \pm 0,02$	$1,07 \pm 0,01$	3
	B	23	48	2668	$2,26 \pm 0,01$	$1,19 \pm 0,02$	$1,04 \pm 0,02$		2
612-2*		29	48	2612	$2,21 \pm 0,01$	$1,16 \pm 0,02$	$1,02 \pm 0,02$	$1,01 \pm 0,01$	1
		29	48	2606	$2,21 \pm 0,01$	$1,16 \pm 0,02$	$1,02 \pm 0,02$		2
		29	48	2540	$2,15 \pm 0,01$	$1,13 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,02$		1
		29	48	2632	$2,23 \pm 0,01$	$1,17 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,02$		2
612-3*		29	48	2710	$2,29 \pm 0,01$	$1,21 \pm 0,02$	$1,06 \pm 0,02$	$1,05 \pm 0,01$	2
		29	48	3333	$2,26 \pm 0,01$	$1,19 \pm 0,02$	$1,04 \pm 0,02$		2
612-4*		29	48	2357	$2,00 \pm 0,01$	$1,05 \pm 0,02$	$0,92 \pm 0,02$	$0,96 \pm 0,01$	1
		29	48	2364	$2,00 \pm 0,01$	$1,05 \pm 0,02$	$0,92 \pm 0,02$		2
		29	48	2563	$2,17 \pm 0,01$	$1,14 \pm 0,02$	$1,00 \pm 0,02$		2
		29	48	2370	$2,01 \pm 0,01$	$1,06 \pm 0,02$	$0,93 \pm 0,02$		3
		29	48	2613	$2,21 \pm 0,01$	$1,16 \pm 0,02$	$1,02 \pm 0,02$		3
612-1	H	38	48	2531	$2,14 \pm 0,01$	$1,13 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,02$	$1,00 \pm 0,01$	1
	H	38	48	2617	$2,22 \pm 0,01$	$1,17 \pm 0,02$	$1,03 \pm 0,02$		2
	B	40	48	2589	$2,19 \pm 0,01$	$1,15 \pm 0,02$	$1,00 \pm 0,02$		1
	B	40	48	2518	$2,13 \pm 0,01$	$1,12 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,02$		2
962-3	H	54	48	2416	$2,05 \pm 0,01$	$1,08 \pm 0,02$	$0,95 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,01$	1
	H	54	48	2542	$2,15 \pm 0,01$	$1,13 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,02$		2
	H	54	48	2535	$2,15 \pm 0,01$	$1,13 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,02$		1
	B	56	48	2513	$2,13 \pm 0,01$	$1,12 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,02$		1
962-4	H	63	48	2539	$2,15 \pm 0,01$	$1,13 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,01$	2
	H	63	48	2451	$2,08 \pm 0,01$	$1,09 \pm 0,02$	$0,96 \pm 0,02$		3
	B	65	48	2536	$2,15 \pm 0,01$	$1,13 \pm 0,02$	$0,99 \pm 0,02$		2
962a-4	H	73	48	2409	$2,04 \pm 0,01$	$1,07 \pm 0,02$	$0,94 \pm 0,02$	$0,96 \pm 0,01$	2
	B	75	48	2506	$2,12 \pm 0,01$	$1,12 \pm 0,02$	$0,98 \pm 0,02$		2

Tableau 6.IV- Gradient des densités de traces induites  $\rho$  dans les micas associés aux moniteurs 962/612 et fluences normalisées dans la position V3 du réacteur RHF (ILL) pour l'irradiation 87-1.  $\Phi$ , est la fluence moyenne pour tous les micas. H et B indiquent respectivement le haut et le bas de chaque verre NIST, faces sur lesquelles repose un mica muscovite. Les verres marqués par un astérisque correspondent à ceux disposés en position radiale dans le furet d'irradiation, (Fig.4.IV). Les chiffres de la dernière colonne correspondent aux observateurs (Obs.) qui ont effectué les comptages des micas, 1: E. LABRIN; 2: E. VULLIEZ; 3: M. MANSOUR.

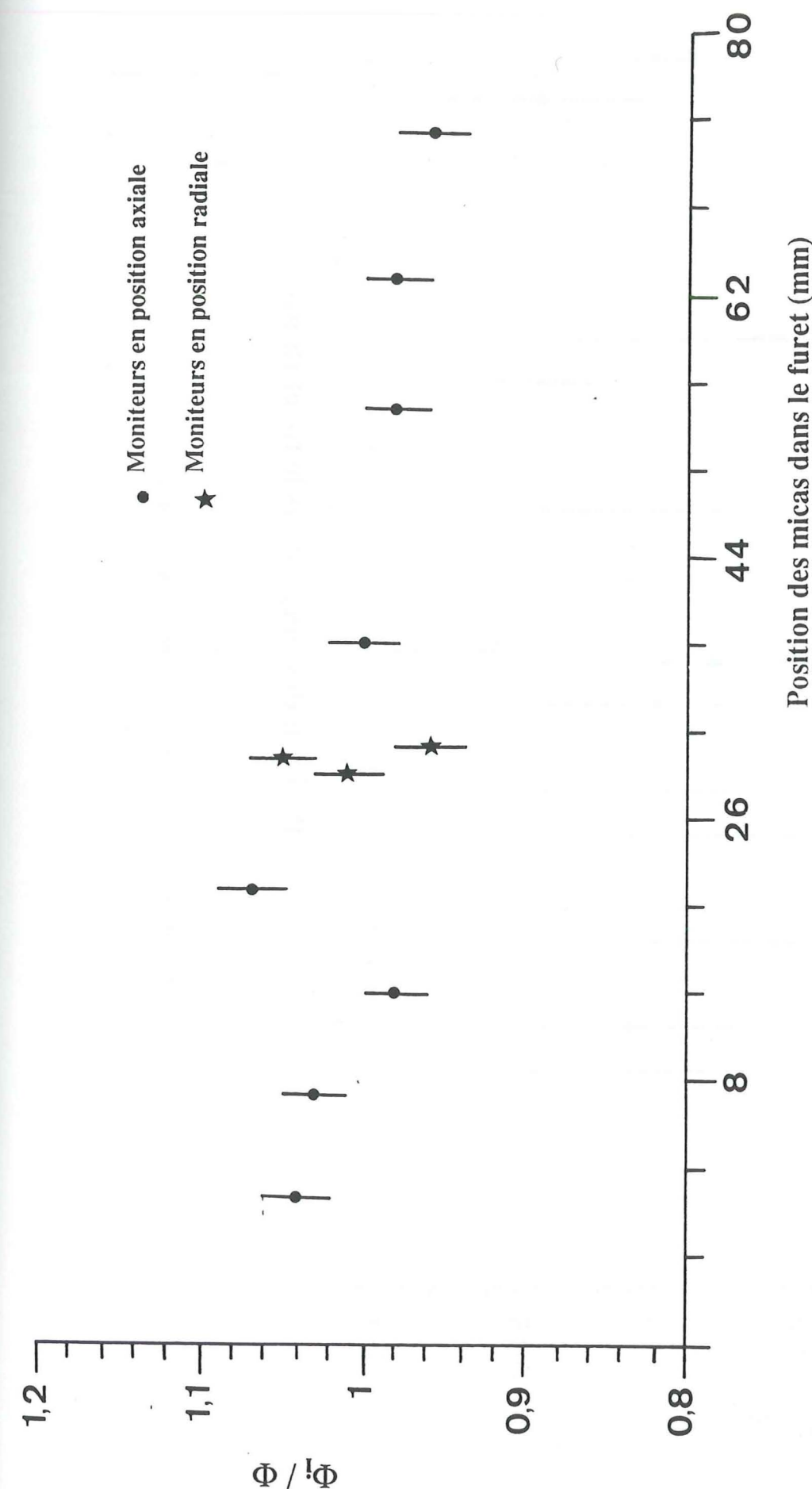


Fig. 5.IV: Variation spatiale du flux de neutrons dans le furet (irradiation 87.1, RHF)



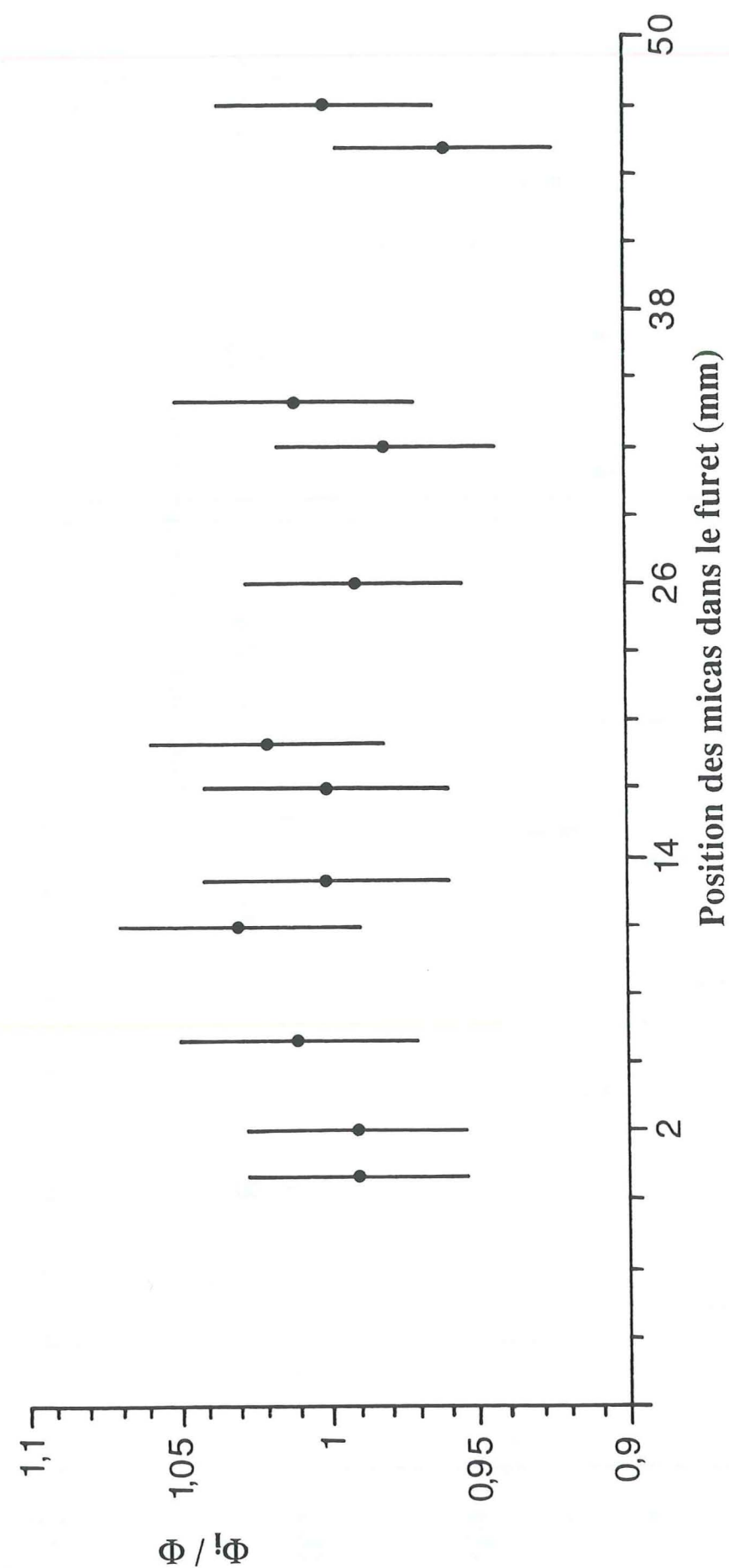


Fig. 6.IV: Variation axiale du flux de neutrons thermiques dans le furet (irradiation 89.5, RHF)

Moniteur	Position des micas (mm)		n	N	$\rho \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ tr/cm}^2$	$\Phi \pm 1\sigma$ $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	$\Phi_i / \Phi \pm 1\sigma$
962a-4	H	0	25	2765	$4,49 \pm 0,09$	$2,37 \pm 0,04$	$0,99 \pm 0,02$
	B	2	25	2755	$4,48 \pm 0,09$	$2,36 \pm 0,04$	$0,99 \pm 0,02$
612-4	H	5	25	2826	$4,59 \pm 0,09$	$2,42 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,03$
	B	12	25	2779	$4,52 \pm 0,09$	$2,39 \pm 0,05$	$1,00 \pm 0,02$
962-7	H	16	25	2783	$4,52 \pm 0,09$	$2,39 \pm 0,05$	$1,00 \pm 0,02$
	B	18	25	2847	$4,63 \pm 0,09$	$2,44 \pm 0,05$	$1,02 \pm 0,02$
962-4	H	26	25	2764	$4,49 \pm 0,09$	$2,37 \pm 0,04$	$0,99 \pm 0,02$
	B	34	25	2835	$4,61 \pm 0,09$	$2,43 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
962a-3	H	32	25	2731	$4,44 \pm 0,09$	$2,34 \pm 0,04$	$0,98 \pm 0,02$
	B	46	25	2786	$4,53 \pm 0,09$	$2,39 \pm 0,04$	$1,00 \pm 0,02$

Tableau 7.IV - Gradients de densités de traces de fission induite ( $\rho$ ) dans les moniteurs du NIST 962/612 et des fluences neutroniques  $\Phi$  dans le furet d'irradiation (ILL 89-5). La fluence moyenne  $\Phi$  est de  $2,39 \pm 0,04 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ . La dernière colonne montre les fluences normalisées pour chaque mica.



(Irradiation 88-5) comportait 5 verres standards et une série de nos échantillons (Apatites de l'Argentera; Fig.7.IV). Le flux nominal des neutrons thermiques est de  $1,4 \times 10^{13} \text{ n/cm}^2/\text{sec}$ .

Les mesures de densités sont reportées dans le tableau 8.IV. La moyenne arithmétique de l'ensemble des fluences est:  $\Phi = 2,76 \pm 0,02 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ .

Les fluences normalisées reportées en fonction de la position des moniteurs dans le furet (Fig.8.IV) ne montrent pas de gradient axial de flux le long des 70 mm de hauteur du furet. Ce résultat est confirmé aussi par la dosimétrie neutronique de l'irradiation 89-4 reportés dans le tableau 9.IV, (Fig. 9.IV).

Nous avons observé que sur 11 irradiations effectuées à Orphée, aucune ne présente de variation axiale de flux de neutrons thermiques. Cependant, une irradiation effectuée récemment (irradiation 91-1) montre une variation de l'ordre de 3%/cm.

#### 5.4- CONCLUSION

L'étude détaillée des gradients de flux le long de l'axe des furets dans la position d'irradiation des neutrons thermiques des réacteurs Mélusine, RHF et Orphée a montré trois comportements différents:

- à Mélusine, un flux constant sur les 2/3 du furet, et un gradient axial de 6,5%/cm sur le dernier tiers.
- à RHF, une variation continue du flux de 1%/cm.
- à Orphée, une constance du flux, quelle que soit la position des moniteurs le long de l'axe du furet.

Jusqu'à présent, trois irradiations ont été effectuées à RHF et 12 irradiations à Orphée, pour les datations par traces de fission. Dans chacune, de 3 à 11 moniteurs ont été inclus. Ces irradiations ont permis de vérifier le comportement des flux de neutrons sur des distances de 11 à 75 mm le long des axes des furets. En général, nous avons constaté que les flux de neutrons ne variaient pas significativement sur ces distances. Une exception est l'irradiation 91-1 pour laquelle une variation de 3%/cm a été observée sur une distance de 23mm (Fig.10.IV).

L'ensemble de ces résultats montre bien l'importance, même pour une position d'irradiation très bien connue, de l'utilisation de plusieurs moniteurs disposés en positions axiales différentes pour déterminer précisément la dose de neutrons reçue par chaque échantillon.

Par ailleurs, les variations de fluences observées entre les positions axiales et radiales dans le furet implique certaines précautions à prendre en ce qui concerne la position relative des échantillons à dater et les moniteurs. En particulier, un groupement aussi proche que possible d'une position axiale est fortement recommandée.

#### 6- DATATIONS DE STANDARDS GEOLOGIQUES ET D'ECHANTILLONS D'AGES CONNUS

Nous avons utilisé pour nos calibrations par les standards géologiques les apatites du Fish

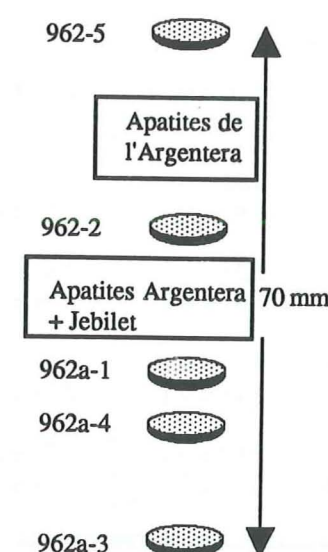


Fig. 7.IV- Schéma montrant l'arrangement expérimental des sandwichs verres standards-micas associés ayant servi à l'étude des variations axiales du flux des neutrons thermiques pour l'irradiation 88-5 effectuée dans le réacteur Orphée (C.E.N. Saclay).



Moniteur	Position des micas (mm)		n	N	$\rho \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ tr/cm}^2$	$\Phi \pm 1\sigma$ $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	$\Phi/\Phi \pm 1\sigma$
962-5	H	0	22	2867	$5,30 \pm 0,10$	$2,79 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
	B	2	22	2875	$5,31 \pm 0,10$	$2,79 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
962-2	H	28	22	2718	$5,02 \pm 0,10$	$2,65 \pm 0,05$	$0,96 \pm 0,02$
	B	28	22	2665	$4,92 \pm 0,10$	$2,59 \pm 0,05$	$0,94 \pm 0,02$
962a-1	H	51	22	2911	$5,38 \pm 0,10$	$2,83 \pm 0,05$	$1,03 \pm 0,02$
	B	53	22	2873	$5,31 \pm 0,10$	$2,79 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
962a-4	H	46	22	2894	$5,35 \pm 0,10$	$2,81 \pm 0,05$	$1,02 \pm 0,02$
	B	48	22	2857	$5,28 \pm 0,11$	$2,78 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
962a-3	H	68	22	2863	$5,92 \pm 0,10$	$2,78 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
	B	70	22	2860	$5,28 \pm 0,10$	$2,78 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$

Tableau 8.IV - Gradients des densités de traces induites ( $\rho$ ) dans les moniteurs 962 pour l'irradiation 88-5 et les fluences de neutrons ( $\Phi$ ) respectives. La valeur de la fluence moyenne est de  $2,76 \pm 0,02 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ .

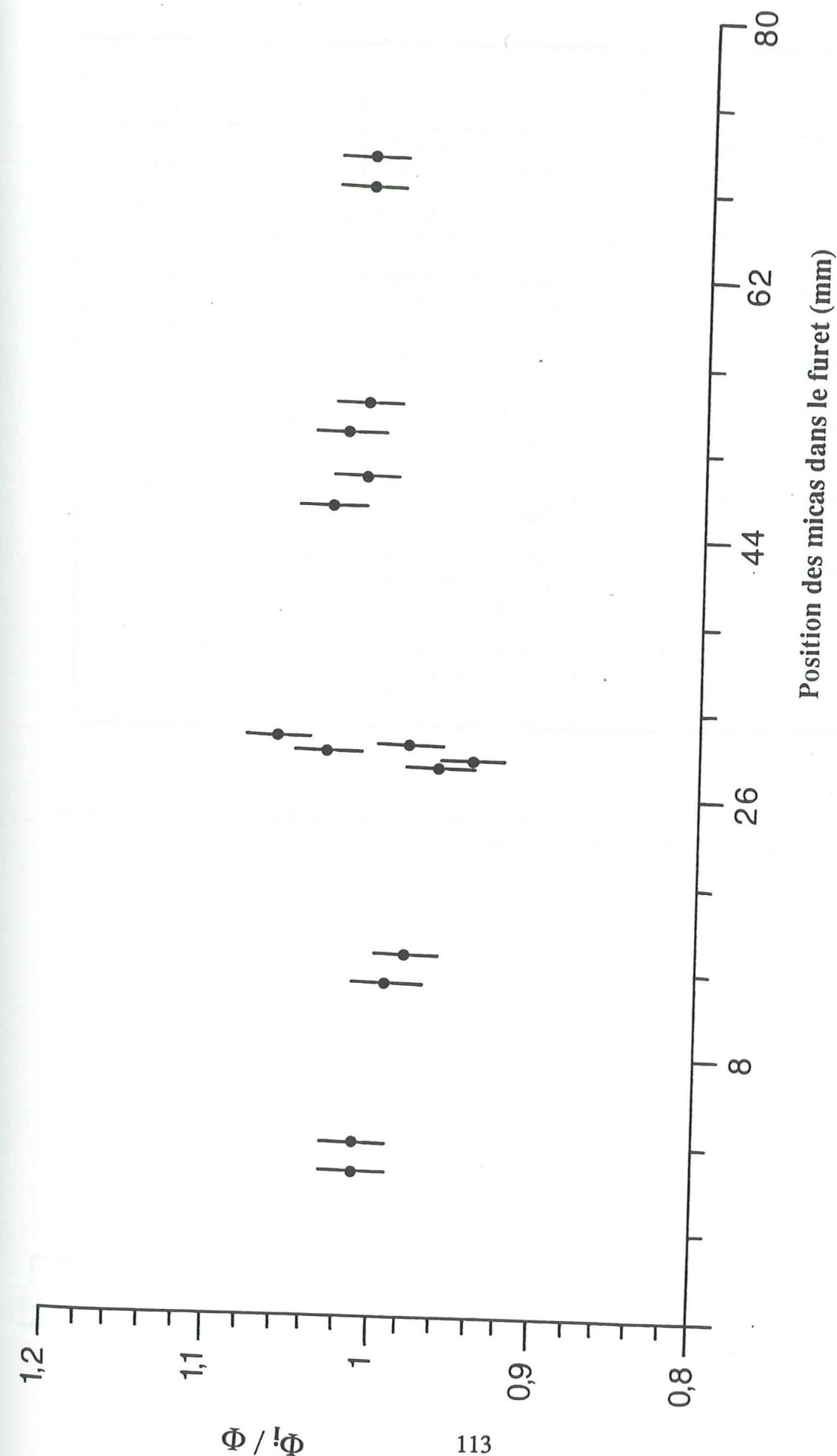


Fig. 8.IV: Variation axiale du flux neutronique dans le furet (irradiation 88.5, Orphée)



Moniteur	position des micas (mm)		n	N	$\rho \pm 1\sigma$ $\times 10^5 \text{ tr/cm}^2$	$\Phi \pm 1\sigma$ $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	$\Phi_i/\Phi \pm 1\sigma$
612-4	H	0	27	3765	$5,66 \pm 0,09$	$2,99 \pm 0,04$	$1,05 \pm 0,01$
	B	2	27	3654	$5,50 \pm 0,09$	$2,91 \pm 0,05$	$1,02 \pm 0,02$
963a-3	H	2	420	1446	$0,139 \pm 0,004$	$2,83 \pm 0,07$	$0,99 \pm 0,02$
	B	4	420	1453	$0,140 \pm 0,004$	$2,85 \pm 0,07$	$1,00 \pm 0,02$
962-4	H	5	27	3604	$5,42 \pm 0,09$	$2,87 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
	B	7	26	3574	$5,58 \pm 0,09$	$2,96 \pm 0,05$	$1,04 \pm 0,02$
962a-3	H	12	32	4145	$5,26 \pm 0,08$	$2,79 \pm 0,04$	$0,98 \pm 0,01$
	B	14	30	3910	$5,29 \pm 0,08$	$2,80 \pm 0,04$	$0,98 \pm 0,01$
962-2	H	20	30	3896	$5,27 \pm 0,08$	$2,79 \pm 0,04$	$0,98 \pm 0,01$
	B	22	26	3362	$5,25 \pm 0,09$	$2,78 \pm 0,05$	$0,97 \pm 0,02$
962a-1	H	28	25	3233	$5,25 \pm 0,09$	$2,78 \pm 0,05$	$0,97 \pm 0,02$
	B	30	26	3468	$5,42 \pm 0,09$	$2,87 \pm 0,05$	$1,01 \pm 0,02$
963a-1	H	31	429	1557	$0,147 \pm 0,004$	$3,00 \pm 0,07$	$1,05 \pm 0,02$
	B	33	429	1532	$0,145 \pm 0,004$	$2,95 \pm 0,07$	$1,03 \pm 0,02$
612-5	H	33	30	3887	$5,26 \pm 0,08$	$2,79 \pm 0,04$	$0,98 \pm 0,01$
	H	33	25	3229	$5,24 \pm 0,09$	$2,78 \pm 0,05$	$0,98 \pm 0,02$
	B	35	38	5159	$5,51 \pm 0,08$	$2,92 \pm 0,04$	$1,02 \pm 0,01$

Tableau 9.IV - Densités de traces de fission induite  $\rho$  dans les micas de l'irradiation 89-4 effectuée à Orphée et les fluences des neutrons respectives  $\Phi$ . La fluence moyenne est de  $2,85 \pm 0,02 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ .

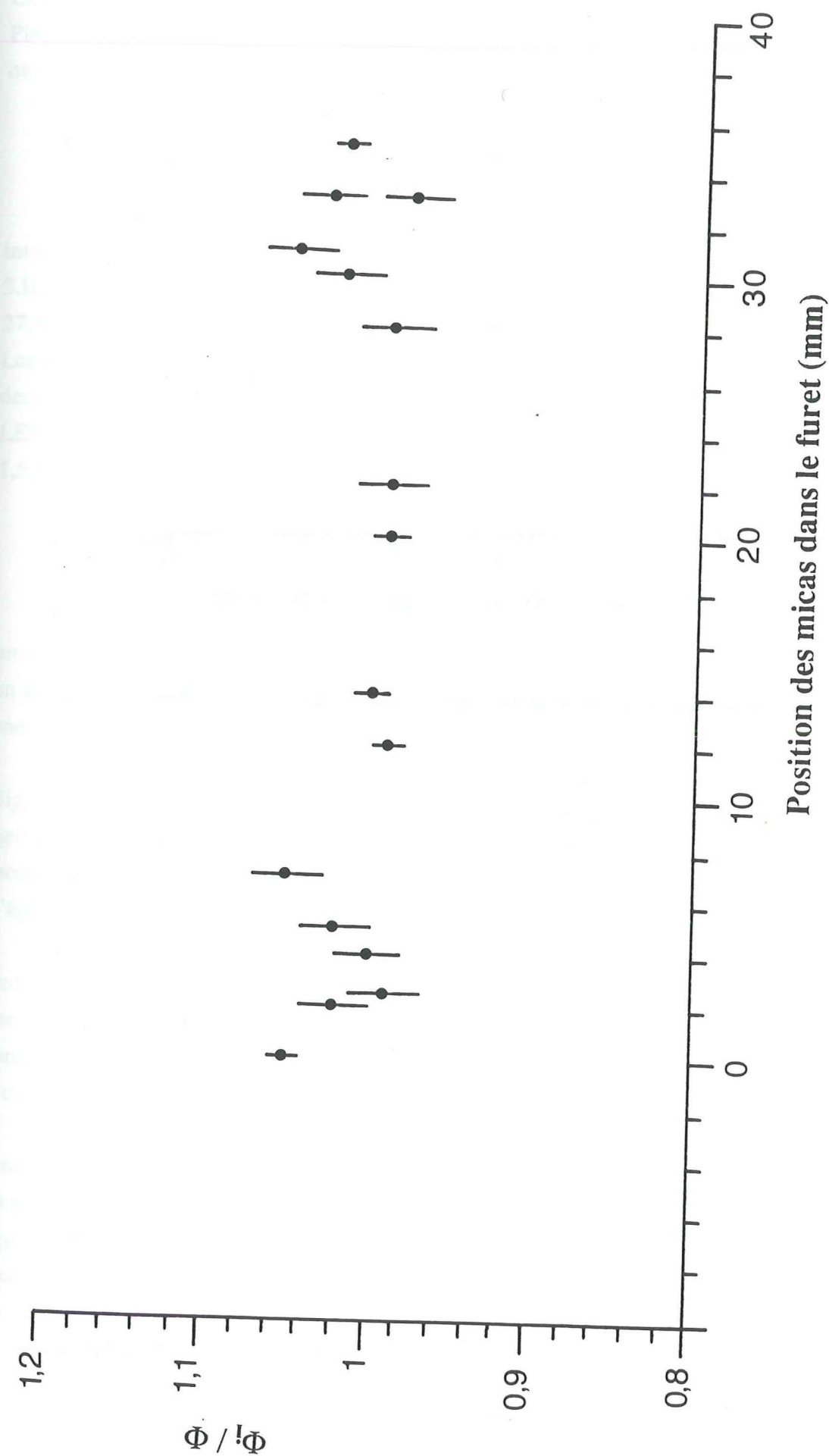


Fig. 9.IV: Variation axiale du flux neutronique dans le furet (irradiation 89.4, Orphée)



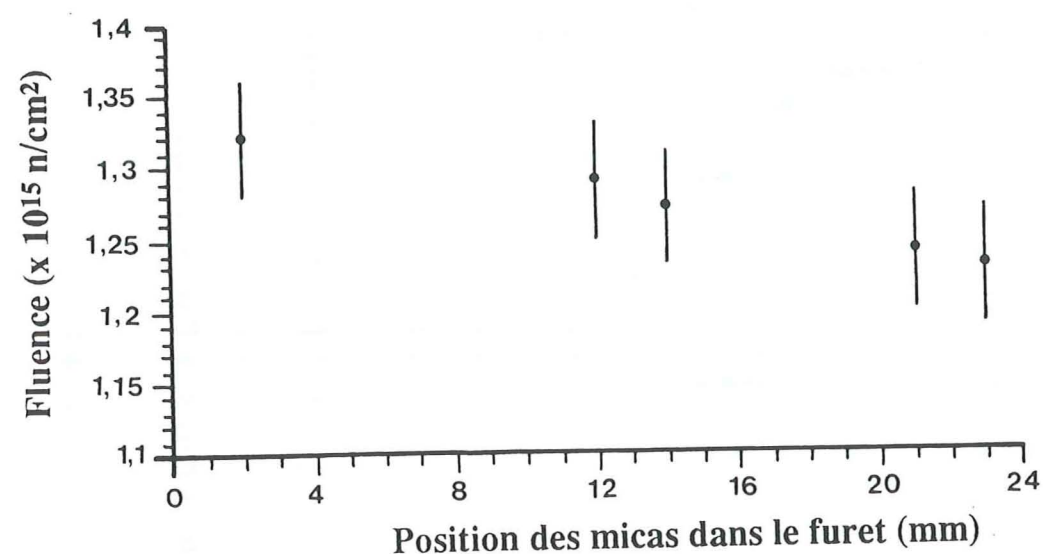


Fig. 10.IV: Variation axiale du flux neutronique dans le furet (irradiation 91.1, Orphée)

Canyon Tuff et quatre verres volcaniques fournis par G. Bigazzi de l'institut de géochronologie de Pise (Italie). Nous avons aussi daté d'autres apatites provenant du socle hercynien de Bretagne qui ont fait l'objet de nombreuses datations par TF.

### 6-1- APATITES DU FISH CANYON TUFF

Les apatites du Fish Canyon Tuff (Colorado, USA) constituent le standard géologique international le plus usuel pour les laboratoires des traces de fission. Les âges de ce standard (tableau 3.II) daté par K/Ar sur quatre phases minérales et par  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur Biotite sont respectivement de  $27,42 \pm 0,41$  Ma (Hurford et Hammerschmidt, 1985) et de  $27,46 \pm 0,50$  Ma (Steven et al., 1967). Les résultats analytiques sont reportés dans le tableau 2.V. Nos âges TF (tableau 2.V) calculés avec des doses de neutrons différentes car ces apatites ont été irradiées dans les réacteurs nucléaires RHF, LENA et ORPHEE sont concordants avec les âges de référence:  $27,9 \pm 1,5$  Ma pour RHF,  $29,9 \pm 1,5$  Ma pour LENA et  $28,9 \pm 1,6$  Ma pour ORPHEE.

### 6.2- APATITES 2520

Les apatites 2520, qui ont fait l'objet d'une étude détaillée par les traces de fission, proviennent d'un gneiss hercynien du Massif Armoricaire en Bretagne. Dans le but de déterminer un âge plateau de ces apatites, les traces fossiles et induites ont subi une série de recuits pendant une heure à 300, 310, 320 et 330°C.

D'après les résultats publiés sur ces apatites (Poupeau, 1981; Poupeau et Ceylan, 1982; Bigazzi et al. 1986), l'âge apparent ne peut être distingué des âges obtenus à haute température. Les âges plateaux obtenus varient entre  $231 \pm 11$  Ma et  $246 \pm 7$  Ma (Bigazzi et al. 1986). De nouvelles mesures effectuées au laboratoire de Grenoble (résultats non publiés) s'inscrivent dans ce spectre d'âges.

Les résultats de nos datations sont reportés dans le tableau 10.IV. Après chaque recuit, les traces fossiles et induites sont comptées et leurs densités de traces calculées. On constate que malgré une diminution des densités de traces fossiles et induites après chaque recuit, leurs rapports et par conséquent les âges TF restent remarquablement constants. L'âge plateau obtenu, de  $234 \pm 5$  Ma ( $1\sigma$ ), est en bon accord avec les mesures précédentes.

Nous avons reporté sur un diagramme les densités de traces spontanées en fonction des densités de traces induites (Fig. 11.IV) mesurées par 10 observateurs (les nôtres sont représentés par les gros points noirs). Cette figure montre un très bon alignement de l'ensemble des mesures. La figure 11.IV montre que nos âges traces de fission après chaque recuit (observateur 7) sont en accord avec ceux des autres observateurs.

### 6-3- DATATION DES OBSIDIENNES

Les obsidiennes utilisées, sélectionnées par G. Bigazzi, (1988b), ont fait l'objet de plusieurs



Température en °C	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \times 10^6 \text{ tr/cm}^2 \pm 1\sigma$	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \times 10^6 \text{ tr/cm}^2 \pm 1\sigma$	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
ambiante	30	1556	$3,27 \pm 0,10$	30	3140	$6,59 \pm 0,18$	$234 \pm 10$
300	30	1351	$2,84 \pm 0,13$	30	2855	$6,00 \pm 0,18$	$225 \pm 12$
310	30	1206	$2,53 \pm 0,10$	30	2410	$5,06 \pm 0,18$	$237 \pm 13$
320	30	1133	$2,38 \pm 0,17$	30	2096	$4,40 \pm 0,17$	$255 \pm 16$
330	30	1004	$2,11 \pm 0,12$	30	1964	$4,12 \pm 0,15$	$242 \pm 16$

Tableau 10.IV - Datation des apatites 2520 ayant subi des recuits isochrones pendant une heure. La fluence des neutrons thermiques est de  $8,07 \pm 0,08 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ . L'âge plateau obtenu est de  $234 \pm 0,5 \text{ Ma}$  ( $\pm 1\sigma$ ).

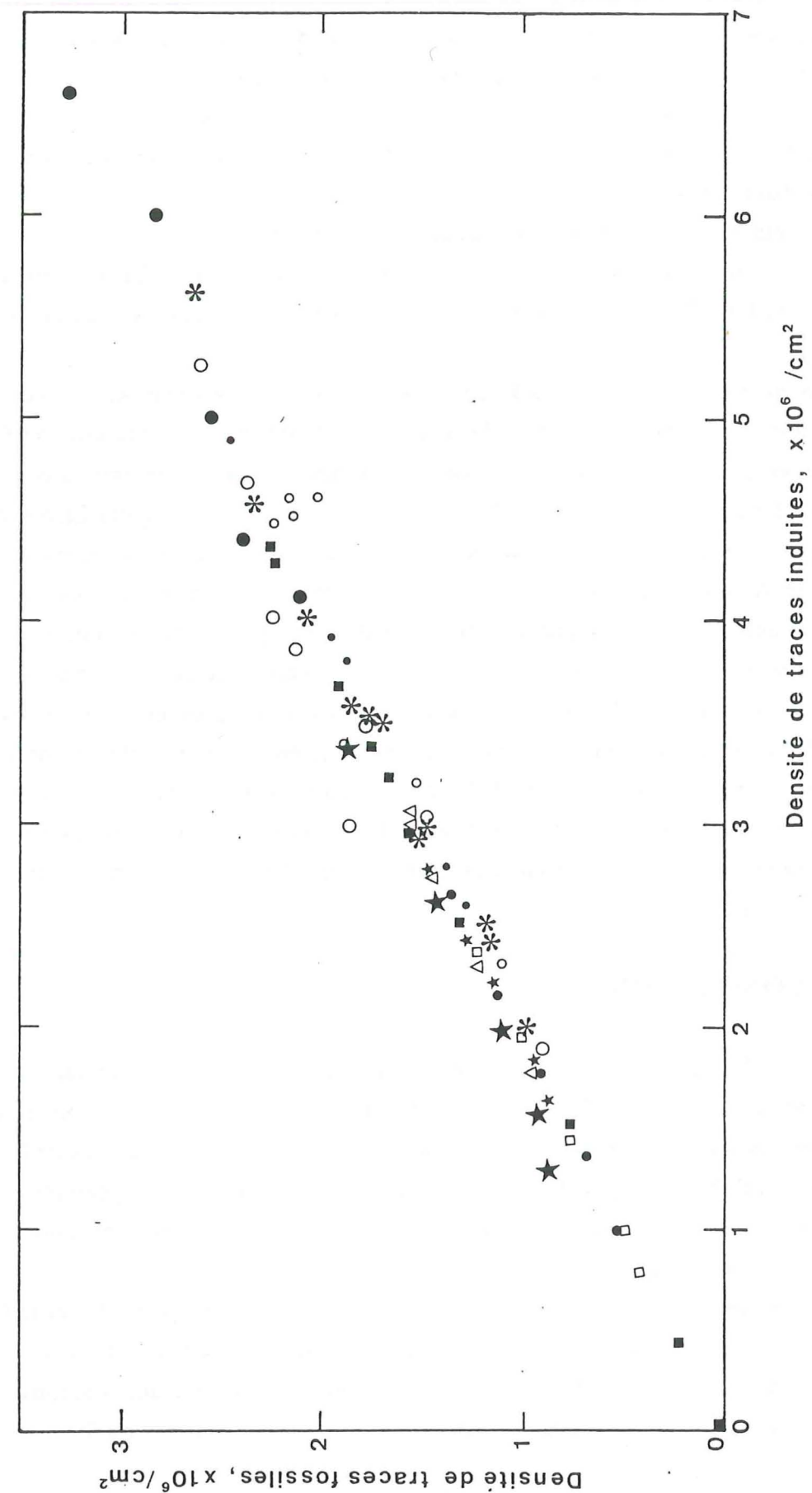


Fig. 11.IV: Mesures des densités de traces fossiles et induites des apatites 2520 après une série de recuit en laboratoire, effectuées par différents observateurs



études par les traces de fission, auxquelles ont participé les laboratoires de Pise (Italie), Grenoble et de Campinas (Brésil). Les âges TF de ces obsidiennes, après plusieurs mesures (Bigazzi et al., 1988b) sont reportés dans le tableau 11.IV. Le choix de ces obsidiennes comme standards d'âge pour les verres volcaniques est basé sur les caractéristiques suivantes:

- 1- leur distribution en Uranium est relativement homogène,
- 2- les traces de fission y sont facilement distinguables des artefacts, ce qui n'est pas le cas des autres obsidiennes,
- 3- leur spectre d'âge est assez large, entre environ 0,7 et 11 Ma,
- 4- leur âge absolu est bien connu, parce qu'elles ont été datées par TF par comparaison avec les apatites du Fish Canyon Tuff avec lesquelles elles ont été irradiées (tableau 11.IV; Bigazzi et al., 1988b).

Nous avons irradié les 4 obsidiennes standards dans le réacteur RHF avec une fluence neutronique de  $3,57 \pm 0,03 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ . Les données analytiques sur la datation de ces échantillons sont données dans le tableau 12.IV. Pour comparaison, nous avons aussi reporté dans ce tableau nos mesures sur les aliquotes irradiés par Bigazzi et al. (1988b) dans le réacteur LENA de Pise. On constate que les résultats obtenus dans les deux réacteurs sont en général concordants, sauf pour l'échantillon Arci-4/81, sans doute en raison d'une certaine inhomogénéité de distribution de l'uranium, comme le laissent supposer certains résultats non publiés du laboratoire de Grenoble.

On constate aussi que nos résultats sont en bon accord avec ceux obtenus sur les mêmes obsidiennes par Bigazzi et al. (1988b). Actuellement, ces obsidiennes ont fait l'objet de plusieurs datations dans divers réacteurs (voir par exemple Sabil, (1990) pour le réacteur Orphée). Les âges moyens obtenus par ces standards dans différents réacteurs sont en très bon accord, comme on peut le voir dans le tableau 13.IV. Ils sont aussi en accord avec ceux déterminés dans les réacteurs IPEN/CNEN de Sao Paulo (Lelarge et Poupeau en préparation) et RP-10 (Huarangal, Pérou, Labrin et Poupeau, résultats non publiés).

#### 6.4- CONCLUSION

Au cours des dernières années, notre équipe a utilisé plusieurs réacteurs nucléaires pour les datations par traces de fission. Il était fondamental de vérifier que les résultats obtenus dans l'un ou l'autre de ces réacteurs étaient bien comparables. Nos travaux, ainsi que ceux de Bigazzi et al. (1988b), Sabil (1990), Lelarge et Poupeau (en préparation) et Labrin et Poupeau (en préparation) établissent qu'il en est bien ainsi. L'ensemble de ces résultats et de leurs implications est discuté par ailleurs (Poupeau et al., en préparation).

Tous ces résultats sont caractérisés par des «Cadmium ratios» pour l'Or et le Cobalt très variables mais toujours supérieurs à 3. La similitude des résultats obtenus confirme l'estimation de Hurford et Green (1982) selon laquelle une condition pour l'utilisation d'une position d'irradiation en réacteur était la disponibilité d'un «Cadmium ratio» pour l'Or supérieur à 3.

Echantillon	Age TF de référence, Ma	
AG 16	apparent	$0,70 \pm 0,06$
AG 16	plateau	$0,82 \pm 0,05$
ARCI 4/86	apparent	$2,6 \pm 0,1$
ARCI 6/86	apparent	$2,6 \pm 0,1$
PM-86/2	apparent	$10,5 \pm 0,8$

Tableau 11.IV- Ages de référence des obsidiennes standards. Sources: Bernardes et al., 1968, 1988a,b; Osorio-Araya, 1987; Bigazzi et al., 1990 et résultats non publiés



Echantillon	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ tr/cm}^2$	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ tr/cm}^2$	Fluence $\pm 1\sigma$ $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	Age (Ma) $\pm 1\sigma$
AG16	357	340	$1,25 \pm 0,07$	160	1079	$416 \pm 13$	$3,57 \pm 0,03$	$0,64 \pm 0,04$
				120	1489	$766 \pm 20$	$7,07 \pm 0,17$	$0,69 \pm 0,04$
AG16 (2H, 250°C)	380	248	$0,85 \pm 0,06$	220	1681	$236 \pm 6$	$3,57 \pm 0,03$	$0,77 \pm 0,06$
				110	1628	$457 \pm 11$	$7,07 \pm 0,17$	$0,79 \pm 0,06$
ARCI-4/81	400	674	$4,47 \pm 0,17$	100	1256	$396 \pm 11$	$3,57 \pm 0,03$	$2,4 \pm 0,1$
				50	980	$620 \pm 20$	$7,07 \pm 0,17$	$3,0 \pm 0,1$
ARCI-6/81	200	589	$3,85 \pm 0,16$	200	2069	$281 \pm 6$	$3,57 \pm 0,03$	$2,9 \pm 0,1$
				180	2395	$545 \pm 11$	$7,07 \pm 0,17$	$3,0 \pm 0,1$
PM86-2/1	80	1262	$20,63 \pm 0,58$	100	1676	$440 \pm 11$	$3,57 \pm 0,03$	$10,0 \pm 0,4$
				50	1488	$798 \pm 21$	$7,07 \pm 0,17$	$10,9 \pm 0,4$

Tableau -12.IV- Datation d'obsidiennes irradiées dans la position V3 du réacteur RHF (Irradiation 87-3) dont la fluence calculée, avec une dosimétrie par les verres 962, est de  $3,57 \pm 0,03 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$  et à Pise (Irradiation P15-2) avec une fluence de  $7,07 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$  (dosimétrie par les feuilles d'Or et de Cuivre, Bigazzi et al. 1988).

Echantillon	LENA	RHF	ORPHEE
AG 16	$0,66 \pm 0,02$	$0,66 \pm 0,02$	$0,66 \pm 0,03$
ARCI 4/81	$2,60 \pm 0,06$	$2,80 \pm 0,06$	$2,60 \pm 0,08$
ARCI 6/81	$2,7 \pm 0,06$	$2,80 \pm 0,06$	$2,60 \pm 0,08$
PM 86/2	$10,0 \pm 0,4$	$10,9 \pm 0,4$	$10,6 \pm 0,5$

Tableau 13.IV- Ages moyens pondérés déterminés à partir des mesures effectuées par les groupes de Pise et de Grenoble, montrant une comparaison des âges obtenus après irradiation des échantillons dans les réacteurs nucléaires LENA, RHF et ORPHEE.



# DATATIONS PAR TRACES DE FISSION SUR APATITES DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR, ALPES OCCIDENTALES

## 1- INTRODUCTION

Les datations par traces de fission sur des minéraux ubiquistes, à basses températures de fermeture, tels que l'apatite et le zircon, constituent l'une des méthodes les plus attractives pour l'étude de l'évolution des chaînes de montagnes récentes. Depuis les premiers travaux de Wagner et Reimer (1972), des études plus détaillées ont révélé ses potentialités d'investigation pour la reconstitution de l'histoire récente de la surrection-érosion dans le Karakorum (Zeitler et al., 1982; Zeitler, 1985; Poupeau et al., 1991), les Montagnes Transantarctiques (Gleadow et al., 1984; Fitzgerald et al., 1987; Gleadow et Fitzgerald, 1987; Fitzgerald et al., 1988; Wagner et al., 1989), les Andes (Benjamin et al., 1987) et dans les Alpes (Hurford et al., 1989).

Dans les Alpes occidentales et centrales, de nombreuses études par traces de fission ont été entreprises durant les 20 dernières années. Cependant, ces datations étaient exclusivement limitées aux zones internes de l'arc alpin (Hurford et al., 1989). Dans les zones externes des Alpes occidentales, on ne dispose que de peu d'âges traces de fission, sur le massif de l'Argentera (Carpéna et Bogdanoff, 1982), le Mont Blanc (Carpéna, 1984) et le massif de Belledonne (Lelarge, travaux en cours). Les datations par traces de fission sur apatites donnent des âges apparents inférieurs à 8 Ma. Ces âges suggèrent un soulèvement récent. Ils montrent que ces massifs ont franchi l'isotherme 110°C au Pliocène.

La reconstitution de l'histoire des massifs cristallins externes durant les 10 derniers millions d'années est très délicate du fait des lacunes de sédimentation et des limitations des méthodes de datation isotopiques conventionnelles. Le but du présent travail est de présenter les résultats de datations par traces de fission sur des apatites provenant d'une coupe transversale dans le massif de l'Argentera ce qui nous conduira à proposer une histoire de dénudation de ce massif entre le Miocène supérieur et l'actuel.

## 2- CADRE GEOLOGIQUE

Le massif de l'Argentera, situé à une centaine de kilomètres au Nord de Nice, montre en plan une forme sensiblement elliptique dont le grand axe est orienté NW-SE. C'est le massif cristallin externe le plus méridional des Alpes occidentales. Il constitue un affleurement de socle alpin structuré pendant l'orogénèse varisque (Fig. 1.V).

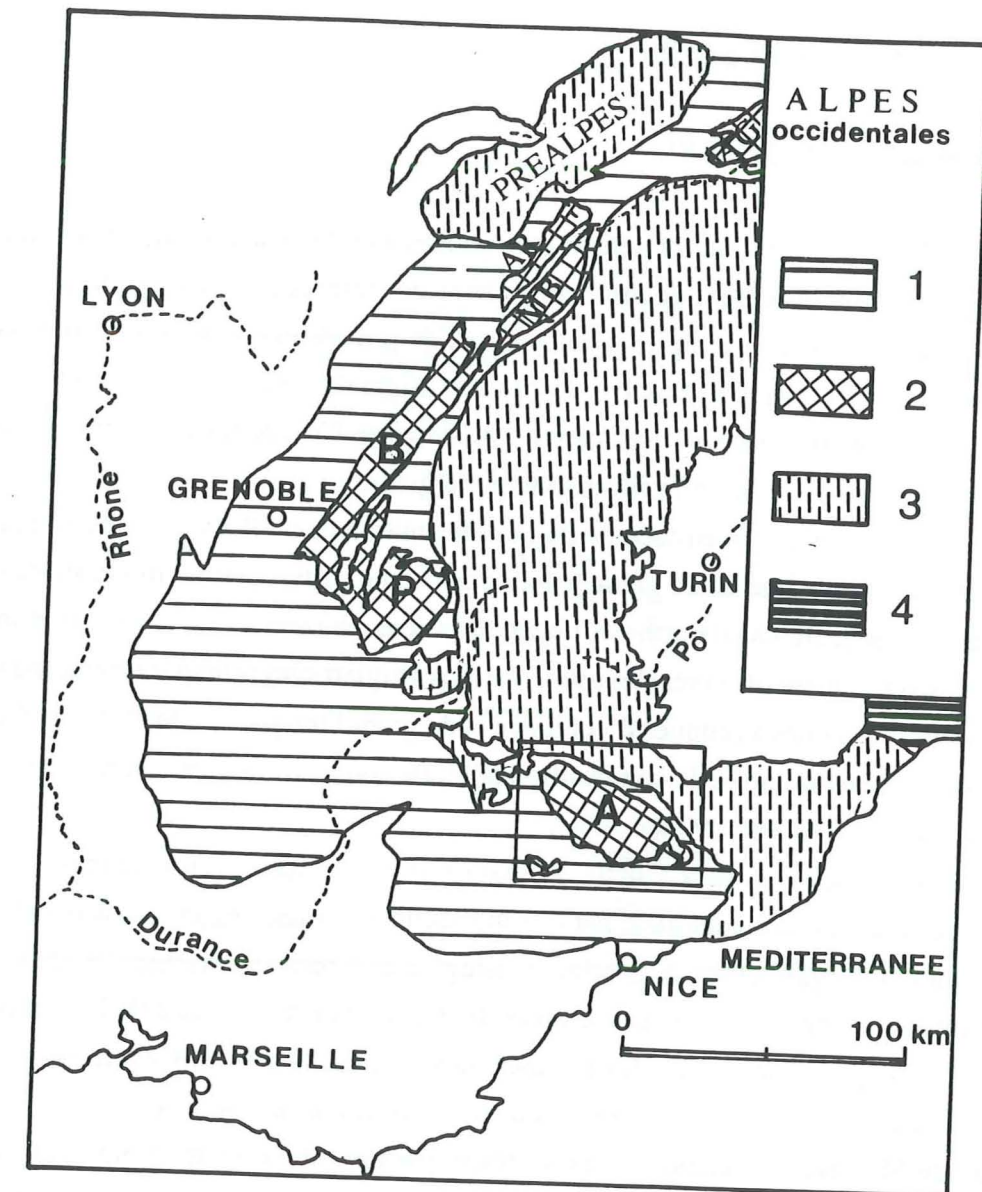


Fig. 1.V: Carte de localisation de l'Argentera-Mercantour dans les Alpes occidentales. 1, Zone subalpine; 2, Massifs cristallins externes (MCE), A: Argentera-Mercantour, P: Pelvoux, B: Belledonne, MB: Mont Blanc, AR: Aiguilles Rouges, AG: Aar-Gotthard; 3, Zone interne (domaine pennique); 4, Austro-alpin et Apennin.



Les travaux effectués dans ce massif ont permis de le subdiviser en quatre formations disposées successivement de l'Ouest vers l'Est dans l'ordre suivant (Faure-Muret, 1955; Malaroda et al., 1970; Romain, 1978; Bogdanoff, 1980, 1986; Bogdanoff et al., 1991):

- 1- la formation d'Anelle
- 2- la formation de Rabuons
- 3- la formation de la Valetta
- 4- la formation de Malinvern-Chastillon

## 2.1- Lithologie du socle (Fig. 2V)

La formation d'Anelle, à l'origine formée de grauweekes associées à des calcaires et à des quartzites, est constituée principalement de migmatites avec des intercalations subordonnées en volume de marbre, d'amphibolites à reliques d'éclogites et de gneiss leucocrates à biotite issus d'anciennes granodiorites (Bogdanoff et Ploquin, 1979). Les migmatites sont caractérisées par un paléosome gneissique riche en micas et lithologiquement hétérogène. Ces roches contiennent, outre la muscovite et la biotite, du disthène de la sillimanite et du grenat.

La formation de Rabuons est constituée de migmatites massives ocellées, des gneiss et des gneiss ocellés caractérisés par la finesse du grain de leur paléosome. L'association minérale de ces roches est composée de quartz, feldspath orthose, plagioclase acide, biotite, muscovite, sillimanite et grenat. Le disthène est rarement observé. Des intercalations de quartzites feldspathiques, parfois à biotite, d'amphibolites rubanées à reliques d'éclogites et de granulites y sont rencontrées. Cette formation était à l'origine un ensemble de composition pélitique avec des intercalations de grès et de quartzites (Bogdanoff et Ploquin, 1979).

La formation des micaschistes de la Valetta, à foliation verticale, traverse tout le massif dans sa plus grande dimension. Elle est constituée par des micaschistes noirs, beiges, parfois verts et montre des intercalations d'amphibolites, de quartzites et de plusieurs bancs de marbres (Bogdanoff, 1980). Sur les bordures de cette formation, des lentilles de gneiss et de migmatites de Rabuons ou de Malinvern, à foliation parallèle à celle des micaschistes, ont été observés. Ces micaschistes dériveraient donc, en partie, par mylonitisation, des formations qui les encadrent.

La formation de Malinvern-Chastillon est constituée par un ensemble de migmatites et de gneiss de textures variées, avec des intercalations d'amphibolites à reliques d'éclogites. Les gneiss leucocrates massifs constituent le faciès dominant et proviendraient d'un granite monzonitique. Cette formation est recoupée par le granite central de l'Argentera daté en Rb/Sr sur roche totale à  $293 \pm 10$  Ma (Ferrara et Malaroda, 1969; valeur recalculée avec  $\lambda = 1,42 \times 10^{11} \text{ an}^{-1}$ ).

## 2.2- Lithologie de la couverture

Sur ce socle refroidi et arasé vont se déposer les premières strates de la couverture, en discordance forte, sur le socle, d'abord le Westphalien-D/Stéphanien ou le Permien ou le Trias qui forment le tégument permo-werfénien, recouverts par une sédimentation parfois lacunaire, du Lias

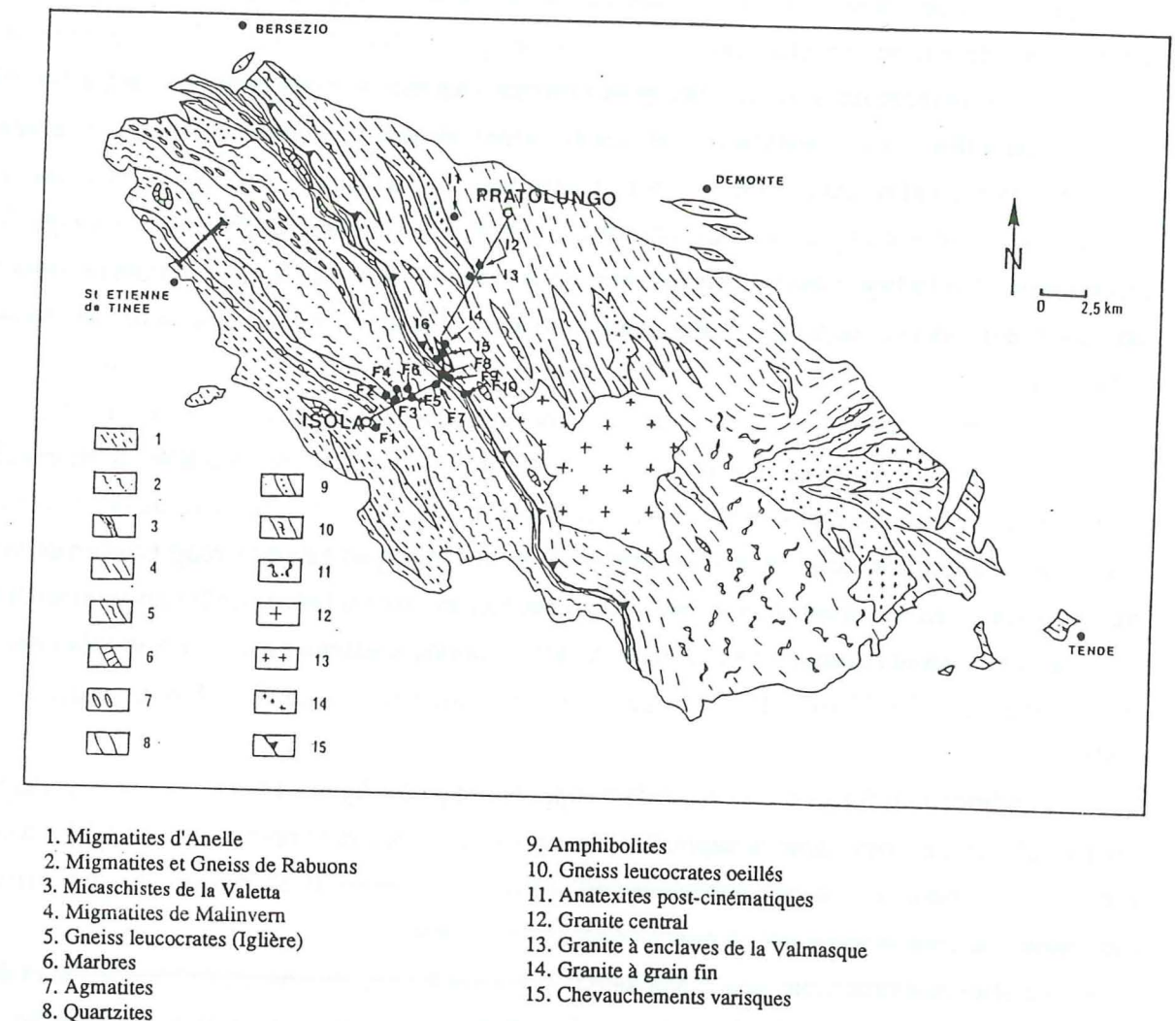


Fig. 2.V: Schéma structural simplifié du massif de l'Argentera-Mercantour montrant notre profil d'échantillonnage (d'Isola à Pratolungo) et celui de Carpena dans la région de Saint-Etienne de Tinée.



jusqu'à l'Eocène-Oligocène inférieur. Ce dernier étant représenté par les grès d'Annot et les schistes à blocs d'âge Priabonien à Oligocène inférieur.

### 2.3- Evolution structurale

Le massif de l'Argentera, à métamorphisme polyphasé d'âge varisque, est caractérisé par un empilement de nappes en plis couchés et listriques profondes. Ces nappes sont verticalisées et recoupées localement par une anatexie post-cinématique puis par des granites, au Carbonifère.

L'ensemble socle-couverture a subi les déformations de l'orogénèse alpine qui a débuté dans ce secteur par les plissements antérieurs à l'Oligocène inférieur, puis s'est poursuivie par la mise en place de la nappe du flysch à helminthoïdes de l'Autapie, à matériel crétacé supérieur-paléocène (Kerckhove, 1969; Fry, 1989). Cette nappe repose d'abord sur celles d'origine interne, déjà mises en place à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (Tricart, 1980) à l'arrière du massif de l'Argentera.

A la limite entre l'Oligocène et le Miocène, les nappes penniques, d'origine interne, continuent leur progression vers le SW à la suite de la compression NE-SW. Il en résulte un décollement et un glissement vers le SW, au niveau du Trias moyen-supérieur, de la couverture du massif de l'Argentera, qui porte sur son dos la nappe de l'Autapie. Le socle réagit par un découpage en lames, qui translatées vers le Sud-ouest, chevauchent et pincent la base de la couverture (Permien et Trias). Celle-ci se plisse en synclinaux et anticlinaux synschisteux droits ou déversés vers le SW (Faure-Muret, 1955; Vernet, 1967; Bogdanoff et Schott, 1977; Graham, 1978; Guardia et Ivaldi, 1985).

Au Miocène inférieur, une seconde nappe, la nappe du flysch à helminthoïdes du Parpaillon à matériel crétacé, chevauche la nappe de l'Autapie sous un régime compressif NE-SW. La surface sur laquelle repose cette nappe est relevée au voisinage des massifs du Pelvoux et de l'Argentera, indiquant que leur montée est en cours (Kerckhove, 1969).

Au Miocène supérieur, vers 6 Ma, la compression principale change d'orientation et devient NS (Horrenberger et al., 1978; Labaume et al., 1989). Cette compression se traduit par les failles longitudinales de direction moyenne N120-140 traversant tout le massif de l'Argentera et de décalage limité (< 3 km), qui ont joué en décrochement dextre. Citons les failles de l'Inciano et de Bersezio (Vernet, 1967; Horrenberger et al., 1978).

Le changement de l'orientation de la compression de Nord-ouest Sud-est à Nord-Sud serait la conséquence de la rotation de la zone pennique, qui après un premier charriage vers le Nord-ouest sous la pression du bloc adriatique, s'échapperait latéralement en tournant en bloc dans un sens antihoraire (Menard, 1988; Vialon et al., 1989).

## 3- ECHANTILLONNAGE ET PROCEDURES ANALYTIQUES

### 3.1- ECHANTILLONNAGE

Les seize échantillons datés dans ce travail ont été prélevés le long d'une coupe SW-NE

traversant les principales formations du massif de l'Argentera, à savoir les formations d'Anelle, de Rabuons, de la Valetta et de Malinvern-Chastillon (Fig. 2.V). Cette coupe s'étend sur 15 km environ. Tous les échantillons ont été prélevés aux alentours de la route reliant Isola au SW, à Pratolungo au NE. Cependant, un échantillon a été pris à Pianche, village situé à 2,5 km à l'Ouest de Pratolungo. Les altitudes de prélèvement varient en montant le côté SW de la coupe de 900 m (Isola) à 2400 m au sein de la formation de la Valetta, près d'Isola 2000, puis en descendant le flanc NE jusqu'à 1000 m à Pianche. L'altitude est estimée avec une précision de  $\pm 8$  m.

Dans le but de comparer nos résultats avec ceux de Carpéna et Bogdanoff (1982), nous avons prélevé un échantillon (F3) près de Saint-Etienne de Tinée à l'endroit de leur échantillon noté C.

Du point de vue lithologique, tous les échantillons sont des migmatites et des gneiss sauf un d'entre eux qui provient du granite intrusif dans la formation de Malinvern. Ils ont été choisis dans des roches saines afin d'éviter tout problème d'altération. Dans les zones mylonitisées, où les apatites pourraient avoir souffert des contraintes tectoniques, plusieurs échantillons ont été pris.

### 3.2- PROCEDURES ANALYTIQUES

Les échantillons ainsi prélevés ont été finement broyés puis tamisés afin d'obtenir une fraction dont la granulométrie est située entre 80 et 120  $\mu$ m. Après lavage et séchage de cette fraction, les apatites sont séparées en utilisant les techniques conventionnelles: liqueurs denses et tri magnétique.

Tous les échantillons ont fourni des apatites en quantité largement suffisante pour les datations par traces de fission en utilisant la technique des populations de Naeser (1967).

Une fois ces apatites séparées, un essai de révélation des traces de fission spontanées, après montage des grains dans une pastille d'araldite et polissage, est effectué. Cela a pour but de contrôler, d'une part, le temps optimum de révélation des traces, et d'autre part, d'estimer la dose des neutrons thermiques qu'il faudrait utiliser pour l'irradiation; si la densité des traces spontanées est élevée (concentration forte en uranium), la dose demandée devrait être faible afin que les traces induites soient facilement comptables.

Après cette première manipulation, deux populations de grains sont isolées du lot d'apatites de l'échantillon. La première servira pour le comptage des traces fossiles (issues de la fission spontanée de l'uranium 238), la seconde subit un recuit thermique en laboratoire à 500°C pendant une heure pour effacer complètement les traces fossiles. Cette deuxième population est envoyée en réacteur nucléaire où les grains reçoivent une certaine dose de neutrons thermiques afin de provoquer la fission de l'uranium 235.

Après retour de l'irradiation, les grains d'apatite des deux populations sont montés séparément, dans la même pastille d'araldite, sous une loupe binoculaire, en rangées parallèles; les cristaux d'apatite étant pratiquement jointifs. Une moyenne de 200 grains sont montés pour chaque population. Le montage se fait en utilisant des moules en plastique de 2,5 cm de diamètre environ. Le fond du moule est enduit d'une très fine couche de colle sur lequel les grains sont montés. Après séchage, il est rempli d'araldite de façon à disposer d'une pastille de 5 mm d'épaisseur environ.



Le polissage est effectué en utilisant d'abord un papier abrasif de grain 1000 qui permet de dégager les grains de l'araldite et de les user légèrement pour faire découvrir une surface interne. Il se poursuit par des poudres d'alumine de granulométrie décroissante: 3, 1 et 0,1  $\mu\text{m}$ . Après chaque étape de polissage, la pastille est lavée dans une cuve à ultra-sons afin d'éviter tout problème de contamination.

Dans ce travail, deux réacteurs nucléaires ont été utilisés pour nos irradiations: les réacteurs RHF et Orphée, situés respectivement à l'Institut Laue-Langevin à Grenoble et au Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Les flux des neutrons thermiques montrent des gradients axiaux dans les furets d'irradiation de moins de 1%/cm (Chapitre IV). Les positions d'irradiation utilisées aussi bien à Orphée qu'à RHF sont bien thermalisées. Il a été vérifié, par une série de standards géologiques (verres obsidiennes, apatites du Fish Canyon Tuff), que les âges déterminés dans ces deux réacteurs sont indistinguables (Bigazzi et al., 1988a; Poupeau et al., en préparation). La dosimétrie neutronique a été réalisée par les verres standards du NIST 962a et 963a et les fluences calculées en utilisant la moyenne des fluences de référence pour le Cu et l'Au déterminées par irradiation dans les position RT-3 et RT-4 du réacteur du NIST à Gaithersbourg (Carpenter, 1984; chapitre IV). En général, les fluences neutroniques obtenues aussi bien par les verres 962a que par les 963a sont concordantes à  $\pm 5\%$ .

Dans ce travail, quatre irradiations ont été réalisées. Les résultats des fluences neutroniques obtenues par les verres standards 962a et 963a sont résumés dans le tableau 1.V. Nous constatons, d'après ces données, que ces deux moniteurs sont parfaitement équivalents. Cependant, les âges ont été calculés exclusivement à partir de la dosimétrie par les verres 962a, du fait de leur meilleure homogénéité de distribution de l'uranium.

Les âges apparents traces de fission sont calculés en utilisant une valeur de la constante de fission spontanée de l'uranium 238,  $\lambda_p$  de  $7,03 \times 10^{-17} \text{ ans}^{-1}$ . Les résultats des datations obtenus, dans ces conditions, pour les apatites du Fish Canyon Tuff à partir d'irradiations effectuées dans trois réacteurs nucléaires différents sont présentés dans le tableau 2.V. A RHF, nous avons obtenu des âges sur des comptages dupliqués de  $27,9 \pm 1,5 \text{ Ma}$ ,  $28,0 \pm 1,7 \text{ Ma}$  et  $27,6 \pm 1,3 \text{ Ma}$ ; à LENA,  $29,9 \pm 1,5 \text{ Ma}$ ,  $27,8 \pm 1,7 \text{ Ma}$  et  $28,1 \pm 1,2 \text{ Ma}$ ; à Orphée,  $28,9 \pm 1,6 \text{ Ma}$ . D'autres comptages pour l'échantillon irradié à Orphée donnent respectivement  $29,6 \pm 1,2 \text{ Ma}$  (Lelarge, travaux en cours) et  $28,1 \pm 1,9 \text{ Ma}$  (Sabil, 1991). Tous ces âges traces de fission obtenus en utilisant la méthode des populations sont concordants avec les âges de référence K/Ar et  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , respectivement de  $27,4 \pm 0,4 \text{ Ma}$  et  $27,5 \pm 0,5 \text{ Ma}$  (Hurford et Hammerschmidt, 1985).

Les traces de fission ont été révélées par l'acide nitrique  $\text{HNO}_3$ , avec une concentration soit de 5% pendant 60 secondes, soit 3 molaire pendant 20 secondes. Pour les mesures des longueurs de traces, nous avons utilisé un microscope Jenvert (Zeiss-Jena) équipé d'un tube de projection et d'une table à digitaliser reliée à un micro-ordinateur. Ces mesures sont effectuées en lumière transmise, avec un objectif x100 à immersion et un grossissement total de x1600. Les traces projetées induites ont été mesurées sur 10 échantillons du massif de l'Argentara et sur les apatites du Fish Canyon Tuff. Dans chaque échantillon, 10 traces par grain en moyenne sur 60 à 100 grains sont mesurées indépendamment de l'orientation cristallographique de la surface polie. Nous avons

Tableau 1.V

Fluence analysis

Irradiation / Reactor	Monitors 962a				Monitors 963a			
	Number of standards	Number of micas counted	N	Mean fluence $\times 10^{15} \text{ n.cm}^{-2} \pm 1\sigma$	Number of standards	Number of micas counted	N	Mean fluence $\times 10^{15} \text{ n.cm}^{-2} \pm 1\sigma$
88-5	5	10	28375	$2.76 \pm 0.07$	1	2	5723	$2.78 \pm 0.04$
89-4	6	13	48886	$2.85 \pm 0.08$	2	4	5988	$2.91 \pm 0.08$
89-5	7	12	33444	$2.39 \pm 0.04$	-	-	-	-
90-3	5	8	25604	$1.39 \pm 0.03$	3	5	3005	$1.40 \pm 0.10$

962a and 963a: NIST Fission-Track Glass Standards (Carpenter, 1984); N, total number of tracks counted, the fluence reported is the arithmetic mean of the fluences calculated from each mica,  $\sigma$ , is the standard error of these fluences.



**Tableau 2.V**

Fission track data for the Fish Canyon Tuff apatites

Sample	Reactor*	$n_s$	$N_s$	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ tr/cm}^2$	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ tr/cm}^2$	Fluence $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	Age $\pm 1\sigma$ Ma	Ref
FCT3	RHF	160	480	$63 \pm 2.8$	120	2759	$483 \pm 14$	$3.57 \pm 0.03$	$27.9 \pm 1.5$	1
	RHF	80	265	$148 \pm 9.1$	80	1014	$1129 \pm 38$	$3.57 \pm 0.03$	$28.0 \pm 2.0$	2
	RHF	300	1191	$163 \pm 5.1$	100	3089	$1263 \pm 44$	$3.57 \pm 0.03$	$27.6 \pm 1.3$	3
	LENA	160	480	$63.0 \pm 2.8$	140	5931	$890 \pm 16$	$7.07 \pm 0.17$	$29.9 \pm 1.6$	1
	LENA	80	265	$148 \pm 7.4$	80	2023	$2253 \pm 81$	$7.07 \pm 0.17$	$27.8 \pm 2.1$	2
	LENA	300	1191	$163 \pm 5.1$	80	4796	$2452 \pm 72$	$7.07 \pm 0.17$	$28.1 \pm 1.4$	3
	ORPHEE	180	861	$144 \pm 6$	150	2056	$415 \pm 12$	$1.39 \pm 0.03$	$28.9 \pm 1.6$	1

$n_s$  and  $n_i$ : number of crystals counted for spontaneous (s) and induced (i) tracks;  $N_s$  and  $N_i$ : total number of spontaneous and induced tracks;  $\rho_s$  and  $\rho_i$ : spontaneous and induced track densities;  
Reactors: RHF, Grenoble (France); LENA, Pavia (Italy); ORPHEE, Saclay (France).  
Reference, 1: this work; 2: age determined by Erika Labrin (Grenoble); 3: Bigazzi et al. (1988a).  
Ages calculated with the following constants  $\lambda_t = 7.03 \times 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$ ;  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.253 \times 10^{-3}$ ;  $\sigma = 580.2 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ .

constaté que les distributions des longueurs de traces se stabilisent quand le nombre de mesures atteint au moins 500 traces. Les résultats de ces mesures sont reportés dans le tableau 3.V. Trois échantillons (F2, F5 et I5) ont été attaqués avec une solution d'acide  $\text{HNO}_3$  5%, les autres avec une concentration 3M. Les apatites du Fish Canyon Tuff ont été attaquées avec une solution de  $\text{HNO}_3$ , 1M pendant 40 secondes à une température de  $20^\circ\text{C}$ . Apparemment, ces différences de conditions de révélation n'introduisent pas de variations dans les longueurs moyennes ou dans les fractions  $c_i$  des traces dont la longueur est supérieure à  $10 \mu\text{m}$ . La longueur moyenne des traces projetées induites obtenue sur les 10 échantillons du tableau 3.V est de  $6,36 \pm 0,16 \mu\text{m}$ . Cette valeur semble être légèrement plus élevée que celle de  $6,0 \pm 0,3 \mu\text{m}$  obtenue par Wagner (1988) sur une moyenne de 27 échantillons. Cette différence pourrait être attribuable, en partie, aux conditions de révélations et d'observations des traces.

Nous avons obtenu pour la fraction des traces projetées induites ayant une longueur supérieure à  $10 \mu\text{m}$  une valeur moyenne de  $(11,74 \pm 0,99)\%$ . Cette valeur est similaire à celle de Lelarge (travaux en cours) de  $(11,64 \pm 1,08)\%$  et légèrement inférieure à celle de  $(12,36 \pm 0,67)$  de Wagner et al. (1989). Après avoir cumulé toutes les données (Fig. 3.V), nous avons obtenu une longueur moyenne des traces projetées de  $6,38 \pm 0,03 \mu\text{m}$  et une fraction des traces supérieures à  $10 \mu\text{m}$  de  $(11,97 \pm 0,39)\%$ . Ces valeurs ne sont pas significativement différentes de celles que nous avons trouvé pour le Fish Canyon Tuff qui sont respectivement de  $6,45 \pm 0,09 \mu\text{m}$  et  $11,67\%$  (tableau 3.V).

Les apatites de l'Argentera sont datées par la méthode des populations. Le comptage des densités de traces est réalisé à l'aide d'un microscope Olympus BH2, en utilisant un objectif x100 à immersion opérant en lumière transmise et avec un grossissement total de x1200.

#### 4- RESULTATS

Nos données analytiques sur les âges apparents traces de fission sont reportées dans le tableau 4.V. Les incertitudes sur les densités de traces sont calculées comme indiqué au chapitre II, § 5. Celles sur les fluences sont les erreurs standards reportées sur le tableau 1.V divisées par la racine carrée du nombre de mesures pour les verres 962a. Cette erreur est pratiquement égale à l'erreur de Poisson qui est calculée à partir du nombre total des traces comptées. Il semble donc que le flux de neutrons et la distribution d'uranium sont homogènes dans les moniteurs de verre. Ces incertitudes peuvent être légèrement plus élevées pour les verres 963a à cause d'une distribution d'uranium plus hétérogène dans ce verre standard.

Les échantillons F9 et I3 ont été exposés, ensemble, avec les apatites du Fish Canyon Tuff, aux neutrons thermiques dans l'irradiation 90.3. Leurs âges, calculés par référence à celui du standard, respectivement de  $5,6 \pm 0,5 \text{ Ma}$  et  $3,5 \pm 0,5 \text{ Ma}$ , sont concordants avec ceux déterminés par la méthode conventionnelle.

La distribution des âges apparents traces de fission en fonction de l'altitude des échantillons est montrée dans la figure 4a.V et 4b.V. Ces figures montrent que l'allure des âges est similaire pour les côtés SW et NE du profil d'échantillonnage. Dans les deux cas, les âges des échantillons les plus bas, sont concordants à  $2,5 \pm 0,11 \text{ Ma}$  (échantillons F1 à F3, I1 et I2). Pour les autres, les âges



Tableau 3.V

Projected induced track length of apatites from the Argentera Massif

Sample	Elevation m	N <sub>i</sub>	$\bar{L}_i \pm 1\sigma$ ( $\mu\text{m}$ )	c <sub>i</sub> (%) > 10 $\mu\text{m}$
F 1	900	747	$6.37 \pm 0.10$	12.31
F 2	1200	928	$6.33 \pm 0.08$	13.40
F 5	1450	884	$6.15 \pm 0.09$	10.41
F 7	1650	1001	$6.19 \pm 0.09$	12.58
F 8	1700	713	$6.36 \pm 0.09$	10.94
I 5	2400B	742	$6.31 \pm 0.10$	11.86
F 11	1830	766	$6.67 \pm 0.09$	12.40
I 3	1570	633	$6.51 \pm 0.10$	10.86
I 2	1400	728	$6.47 \pm 0.10$	12.08
I 1	990	612	$6.24 \pm 0.11$	10.62
			$6.36 \pm 0.16$	11.74 $\pm$ 0.99
FCT		1020	$6.45 \pm 0.09$	11.67

N<sub>i</sub>: number of tracks measured;  $\bar{L}_i$ : mean projected track length; c<sub>i</sub>: % of tracks > 10 $\mu\text{m}$ ;  
FCT: Fish Canyon Tuff.

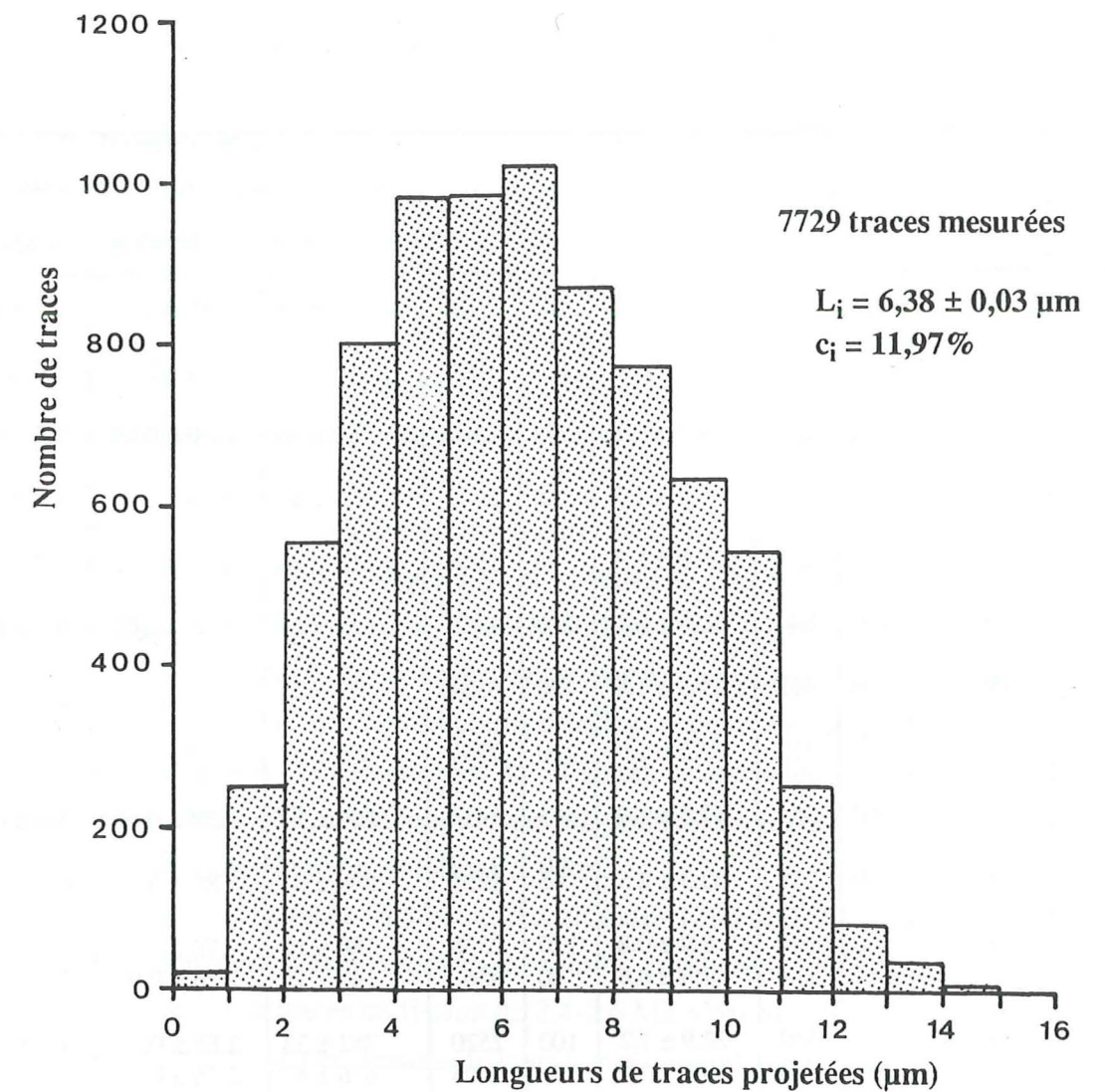


Fig. 3.V: Distribution des longueurs projetées des traces de fission induite dans les apatites de l'Argentera. Données cumulées sur 10 échantillons.



Tableau 4.V

Apparent fission-track age data of the Argentera massif apatites

Sample	Elevation m	$n_s$	$N_s$	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ tr/cm}^2$	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ tr/cm}^2$	Fluence $\times 10^{15} \text{ n/cm}^2$	Age $\pm 1\sigma$ Ma
F 1	900	320	233	$22.1 \pm 1.6$	80	1416	$1487 \pm 48$	$2.85 \pm 0.02$	$2.5 \pm 0.2$
F 2	1200	110	190	$16.0 \pm 1.9$	110	3098	$1040 \pm 33$	$2.76 \pm 0.02$	$2.5 \pm 0.3$
F 3	1200	170	277	$14.5 \pm 1.2$	99	2487	$760 \pm 26$	$2.39 \pm 0.01$	$2.7 \pm 0.2$
F 4	1320	130	165	$19.2 \pm 1.7$	80	2442	$923 \pm 62$	$2.39 \pm 0.01$	$3.0 \pm 0.3$
F 5	1450	180	238	$20.0 \pm 1.7$	90	1969	$662 \pm 35$	$2.39 \pm 0.01$	$4.3 \pm 0.4$
F 6	1500	200	844	$39.0 \pm 2.5$	200	1413	$1633 \pm 52$	$2.76 \pm 0.02$	$4.0 \pm 0.3$
F 7	1650	160	412	$19.5 \pm 1.8$	150	3331	$671 \pm 25$	$2.85 \pm 0.02$	$4.9 \pm 0.5$
F 8	1700	167	252	$22.8 \pm 1.9$	130	2759	$669 \pm 34$	$2.39 \pm 0.01$	$4.9 \pm 0.5$
F 9	1760	660	384	$17.5 \pm 1.0$	165	1416	$260 \pm 10$	$1.39 \pm 0.01$	$5.4 \pm 0.4$
F 10	1900	190	238	$32.3 \pm 2.5$	65	1824	$849 \pm 63$	$2.85 \pm 0.02$	$6.4 \pm 0.7$
I 6	2400A	180	174	$8.9 \pm 0.8$	120	2336	$180 \pm 12$	$2.76 \pm 0.02$	$8.2 \pm 0.9$
		165	124	$7.0 \pm 0.6$	60	956	$147 \pm 11$	$2.76 \pm 0.02$	$7.9 \pm 0.9^{(*)}$
I 5	2400B	160	559	$28.9 \pm 1.2$	100	2520	$762 \pm 33$	$2.85 \pm 0.02$	$6.4 \pm 0.4$
		143	463	$29.9 \pm 3.1$	55	1005	$676 \pm 47$	$2.76 \pm 0.02$	$7.3 \pm 0.9$
I 4	1900	190	442	$21.0 \pm 1.4$	100	2362	$875 \pm 52$	$2.76 \pm 0.02$	$4.0 \pm 0.4$
F 11	1830	200	137	$25.1 \pm 2.8$	80	2212	$836 \pm 63$	$2.39 \pm 0.01$	$4.3 \pm 0.6$
I 3	1570	200	115	$21.2 \pm 2.3$	55	752	$506 \pm 35$	$1.39 \pm 0.01$	$3.3 \pm 0.4$
I 2	1400	170	223	$9.6 \pm 0.7$	120	2659	$670 \pm 19$	$2.85 \pm 0.02$	$2.4 \pm 0.2$
I 1	990	200	237	$35.8 \pm 2.4$	100	2300	$1932 \pm 61$	$2.39 \pm 0.01$	$2.6 \pm 0.2$

$n_s$  and  $n_i$ : number of crystals counted for spontaneous (s) and induced (i) tracks;  $N_s$  and  $N_i$ : total number of spontaneous and induced tracks;  $\rho_s$  and  $\rho_i$ : spontaneous and induced fission-track densities; (\*): age determined from duplicate countings by Erika Labrin.

Ages calculated with the following constants  $\lambda_t = 7.03 \times 10^{-17} \text{ yr}^{-1}$ ;  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.253 \times 10^{-3}$ ;  $\sigma = 580.2 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ .

augmentent avec l'altitude.

Dans les chaînes de montagnes, la disposition des âges, telle qu'elle est montrée sur les figures 4a.V et 4b.V, apparait comme une conséquence du soulèvement et de l'érosion. Deux interprétations de telles distributions des âges apparents traces de fission sont possibles (Fitzgerald et Gleadow, 1990):

- dans le *modèle I* (Benjamin et al., 1987), les échantillons situés à des altitudes supérieures à 1200 m du côté SW, ou à 1400 m du côté NE pourrait appartenir à une zone de recuit partiel (ZRP) soulevée. Pour des taux de surrection alpins, nous estimons, d'après les données de recuit en laboratoire obtenus par Storzer et Selo (1984), Green et al. (1986) et Wagner (1988) que la ZRP correspondrait, pour les apatites, à un intervalle de température compris entre  $65 \pm 5^\circ\text{C}$  et  $130 \pm 10^\circ\text{C}$ . Pour des températures inférieures à  $65^\circ\text{C}$ , c'est à dire dans la zone de stabilité "totale", le recuit des traces est très limité. Par contre, au delà de  $130^\circ\text{C}$ , aucune trace ne survit durablement (chap.III).

Suivant cette interprétation, la relation linéaire observée entre les âges et les altitudes, pour des altitudes  $>1200 \text{ m}$  du côté SW (Fig. 4a.V) et  $>1400 \text{ m}$  du côté NE (Fig. 4b.V) pourrait refléter un recuit progressif, avec la profondeur, des échantillons ayant séjourné auparavant dans la ZRP, pendant un certain temps, dans une situation stationnaire à sub-stationnaire. La base de cette paléo-ZRP serait actuellement indiquée par les points d'inflexion des courbes âge-altitude. En considérant, au Pliocène, un gradient géothermique de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , et une paléo-température en surface de  $10^\circ\text{C}$ , la base de la paléo-ZRP, avant le soulèvement, pourrait avoir été située à une profondeur de 4 km environ et notre plus haut échantillon à 2,9 km.

Les 5 échantillons localisés en dessous des altitudes 1200 m (SW) et 1400 m (NE) seraient alors, avant le soulèvement récent, situés en dessous de l'isotherme  $130^\circ\text{C}$ , dans la zone de recuit total. Leurs âges apparents traces de fission de 2,4-2,6 Ma n'est pas corrélé avec l'altitude. Cela suggère qu'ils ont été refroidis en dessous de leurs température de fermeture pour les datations par traces de fission ( $110^\circ\text{C}$ , dans les conditions alpines, voir Wagner 1988), pratiquement en même temps par suite d'un taux élevé de soulèvement et d'érosion. A partir des précisions analytiques sur les âges apparents de ces 5 échantillons et de leur différence d'altitude, on peut déduire un taux apparent minimum de dénudation de 0,5 mm/an. Selon l'interprétation graphique suggérée par Wagner et al. (1989) pour des situations similaires à celles décrites dans la figure 4.V, cette surrection aurait commencé il y a 3 Ma environ. Les âges apparents représentés dans la figure 4.V suggèrent que ce soulèvement a duré au minimum 0,5 Ma.

- Dans le *modèle II*, on considère que les relations âge-altitude des figures 4a et 4b pourrait résulter d'un soulèvement récent des échantillons qui étaient tous situés dans la zone de recuit total (ZRT). En d'autres termes, cela suppose qu'aucune zone de recuit partiel préexistante n'a été préservée suite à ce soulèvement. Dans ce cas, toutes les traces ont été enregistrées après le début de la surrection. Les relations linéaires représentées dans la figure 4.V entre les âges apparents TF et les altitudes des échantillons pourraient provenir de taux de soulèvement et d'érosion apparents. Le soulèvement aurait commencé il y a plus de 7 Ma. Notre échantillon le plus élevé, maintenant à 2400 m d'altitude aurait été, avant la surrection, sous réserve d'un gradient



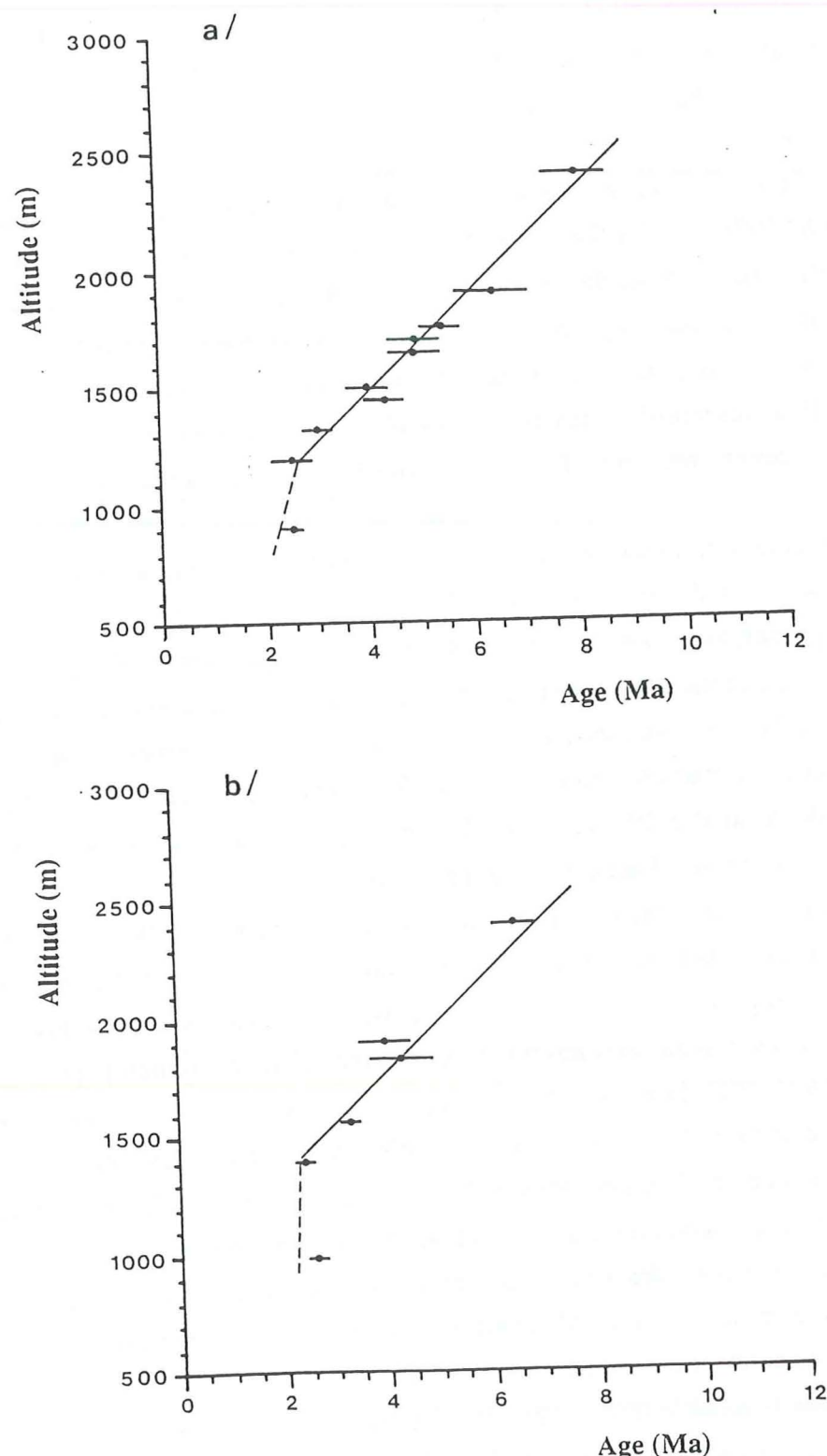


Fig. 4.V: Distribution des âges apparents traces de fission en fonction de l'altitude. a et b respectivement côtés SW et NE de l'Argentera.

géothermique de 30°C/km, situé à une profondeur supérieure à 4 km.

Le choix entre les deux modèles I et II est basé sur l'analyse des mesures des longueurs de traces. En effet, il a été montré que les distributions des longueurs de traces, aussi bien confinées (Fitzgerald et Gleadow 1988) que projetées (Wagner et al. 1989) sont sensiblement différentes pour les échantillons pris sur un affleurement appartenant à une paléo-ZRP, ou exhumés à partir de zones plus profondes. Nous nous sommes limités aux mesures des longueurs des traces projetées à cause des faibles densités de traces spontanées dans nos échantillons.

Un exemple de distributions typiques des longueurs de traces projetées spontanées et induites sont montrées dans la figure 5.V pour l'échantillon F11. Comme pour tous les autres échantillons, les distributions des longueurs des traces spontanées sont biaisées par rapport à celles des traces induites, vers les traces courtes, à cause du recuit géologique. Les fractions des traces supérieures à 10  $\mu\text{m}$  sont plus faibles dans les distributions des longueurs de traces spontanées. Cela est dû au fait que ces traces sont stables seulement dans la zone de stabilité totale.

En effet, pour les apatites des roches volcaniques, qui n'ont jamais été réchauffées à une température supérieure à 65°C, le rapport  $c_s/c_i$  est proche de l'unité, comme on peut le voir sur le tableau 5.V où nous avons obtenu pour ce rapport une valeur de 0,91. Cette valeur est concordante avec celles de 0,92 et 0,96 obtenues par Wagner (1988) et 0,96 de Lelarge (en préparation). Ces valeurs sont également en accord, à l'intérieur de la précision analytique, avec l'intervalle des rapports de 0,87-1,07 issus des mesures des longueurs sur des apatites de roches volcaniques de 120 Ma provenant du bassin d'Otway en Australie (Wagner et al. 1989).

La période de temps  $t_f$  qu'un échantillon passe dans la zone de stabilité totale peut être calculée à partir de l'équation  $t_f = (c_s/c_i)t_{app}$  (chapitre III, § 4.2.2). La fraction des traces spontanées  $>10 \mu\text{m}$  ( $c_s$ ) pour les apatites de l'Argentera varie entre 1,45% et 5,74% (tableau 5.V). Nous avons adopté pour  $c_i$  la valeur de 11,97%, obtenue en cumulant les données des mesures de longueurs des traces induites de la figure 3.V. Les âges  $t_f$  ainsi calculés varient entre 0,31 et 2,59 Ma. Nous avons reporté ces âges  $t_f$  en fonction des altitudes dans la figure 6.V. Les points obtenus s'alignent sur des droites dont les pentes sont significativement plus fortes que celles des âges apparents. Cette disposition générale est une indication d'une paléo-ZRP soulevée. Par conséquent, *cela favorise le modèle I pour les interprétations des âges apparents*.

A partir des relations  $t_f$ /altitudes, des taux apparents d'exhumation de  $0,6 \pm 0,1$  mm/an et  $0,9 \pm 0,2$  mm/an ont été calculés respectivement pour les côtés SW et NE du massif. En tenant compte des âges apparents, il est possible de supposer qu'un soulèvement rapide a commencé il y a 4 Ma environ et a continué à taux constant jusqu'à au moins 0,31 Ma.

Dans le modèle I, les âges apparents de la paléo-ZRP soulevée n'ont pas de signification géochronologique précise. Cependant, il est possible de corriger ces âges pour le début de l'enregistrement des traces de fission, c'est à dire, quand les échantillons se sont refroidis en dessous de 130°C. Cette correction est basée sur la corrélation entre le raccourcissement des traces et la diminution de leur densité observée dans les études des recuits thermiques en laboratoire (Storzer et Wagner, 1970; Wagner et Storzer, 1972). Dans les échantillons qui n'ont jamais été chauffés à plus de 60-70°C, le rapport des longueurs des traces projetées fossiles/induites est pratiquement égal



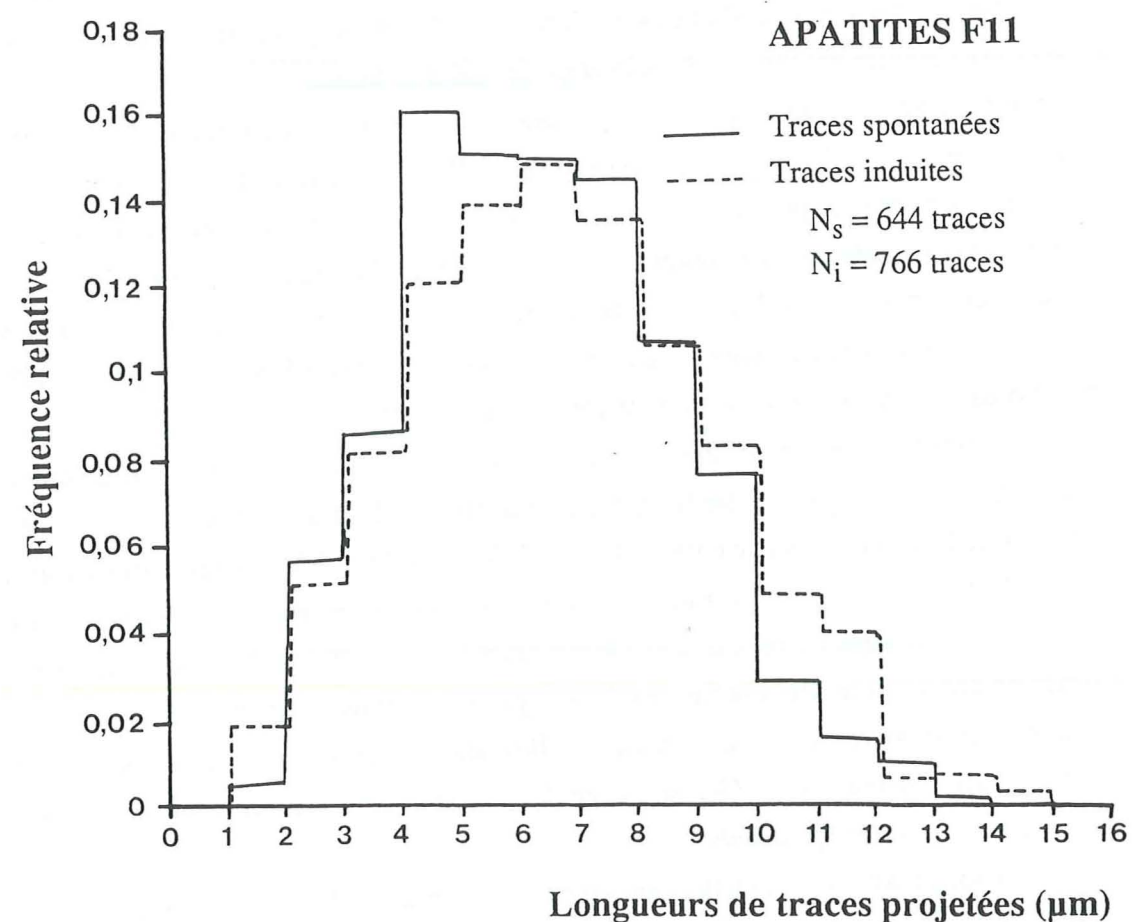


Fig. 5.V: Distribution des longueurs projetées fossiles et induites des apatites de l'échantillon F11 provenant du côté NE du massif de l'Argentera à une altitude de 1830 m.  $N_s$  et  $N_i$  indiquent respectivement le nombre total des traces spontanées et induites mesurées;  $L_s$  et  $L_i$ , longueurs moyennes des traces spontanées et induites;  $c_s$  et  $c_i$ , leurs fractions de traces  $> 10 \mu\text{m}$  (%).

**Tableau 5.V**

Projected track length measurements on Argentera apatites and Fish Canyon Tuff (lower table).

Sample	Elevation m	App. age $\text{Ma} \pm 1\sigma$	$N_i$	$c_i$ (%) $> 10\mu\text{m}$	$c_i/11.97$	Age $t_i < 70^\circ\text{C}$ $\text{Ma} \pm 1\sigma$
F 1	900	$2.5 \pm 0.2$	389	3.85	0.32	$0.8 \pm 0.2$
F 2	1200	$2.5 \pm 0.3$	474	3.41	0.28	$0.7 \pm 0.2$
F 4	1320	$3.0 \pm 0.3$	245	4.10	0.33	$1.0 \pm 0.3$
F 5	1450	$4.3 \pm 0.4$	474	3.79	0.32	$1.4 \pm 0.3$
F 6	1500	$4.0 \pm 0.4$	450	3.33	0.28	$1.1 \pm 0.3$
F 7	1650	$4.9 \pm 0.5$	700	4.86	0.40	$2.0 \pm 0.4$
F 8	1700	$4.9 \pm 0.5$	513	4.29	0.36	$1.8 \pm 0.4$
F 9	1760	$5.4 \pm 0.4$	418	5.74	0.48	$2.6 \pm 0.6$
F 10	1900	$6.4 \pm 0.7$	423	4.73	0.39	$2.5 \pm 0.6$
I 6	2400A	$8.0 \pm 0.6$	288	4.16	0.35	$2.8 \pm 0.8$
I 5	2400B	$6.7 \pm 0.4$	1125	3.46	0.29	$1.9 \pm 0.3$
F 11	1830	$4.3 \pm 0.6$	644	3.10	0.26	$1.1 \pm 0.3$
I 3	1570	$3.4 \pm 0.4$	416	4.33	0.36	$1.2 \pm 0.3$
I 2	1400	$2.4 \pm 0.2$	257	4.67	0.39	$0.9 \pm 0.3$
I 1	990	$2.6 \pm 0.2$	412	1.45	0.12	$0.3 \pm 0.1$

F: French side; I: Italian side

Standard	FT age $\text{Ma}$	$N_i$	$\bar{l}_i$ $\mu\text{m}$	$c_i$ % $> 10\mu\text{m}$	$N_i$	$\bar{l}_i$ $\mu\text{m}$	$c_i$ % $> 10\mu\text{m}$	$c_i/c_i$	$\bar{l}_i/\bar{l}_i$
FCT3	$28.9 \pm 1.6$	1039	6.26	10.59	1020	6.45	11.67	0.91	0.97



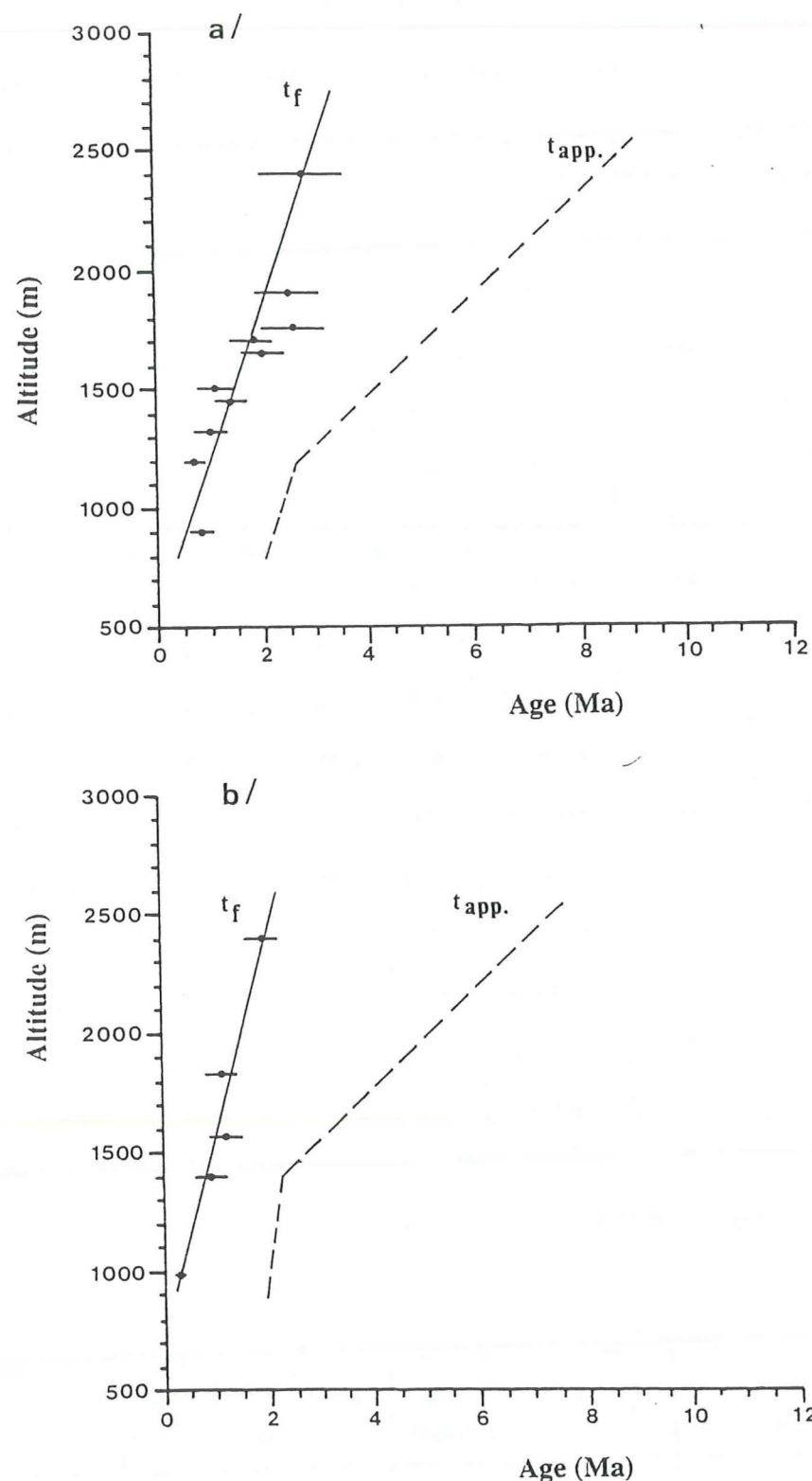


Fig. 6.V: Distribution des âges traces de fission corrigés  $t_f$  en fonction de l'altitude. a et b respectivement côtés SW et NE du massif de l'Argentera. Trait plein, droite de regression sur les valeurs des âges  $t_f$ ; trait en tiretés, droite de regression sur les valeurs des âges apparents de la fig. 4.V.

à 1. Notre propre valeur pour les apatites du Fish Canyon Tuff, de 0,97 (tableau 5.V) est en très bon accord avec celles de 0,98 et 0,99 obtenues par Wagner (1988) et 0,94 par Lelarge (en préparation). Par contre, les apatites des échantillons de l'Argentera montrent des valeurs significativement plus faibles, jusqu'à 0,76 (tableau 6.V).

Le calcul de  $t_0$  peut être effectué de deux façons différentes. Les deux sont basées sur une courbe de calibration telle que celle reportée dans la figure 7.V, montrant la relation entre le raccourcissement des traces et la diminution de leur densité révélable après un recuit thermique des traces induites en laboratoire. Dans la première (Wagner et Storzer 1972), un facteur de correction de l'âge apparent est directement obtenu à partir de la valeur du rapport  $I_s/I_i$  (où  $I_s$  et  $I_i$  sont respectivement les longueurs projetées moyennes des traces spontanées et induites) après projection sur l'axe de réduction des densités (Fig. 7.V). C'est la méthode que nous avons adopté pour calculer nos âges  $t_0$  reportés dans le tableau 6.V.

Une seconde méthode de calcul de  $t_0$  a été suggérée par Wagner (1988). On peut considérer que l'âge  $t_0$  est la somme de deux âges:  $t_f$  et  $t_{(ZRP)}$ , où  $t_{(ZRP)}$  est le temps passé dans la zone de recuit partiel. Cette méthode, comme l'a noté Wagner (1988), est moins précise du fait de la démodulation de l'histogramme des longueurs projetées des traces spontanées en deux composantes relatives respectivement aux traces formées dans et au dessus de la zone de recuit partiel, avant l'utilisation de la courbe de correction indiquée dans la figure 7.V. Cependant, nous avons observé que les âges  $t_0$  calculés par cette méthode sont concordants à  $\pm 15\%$  avec la procédure précédente.

Les âges corrigés  $t_0$  (tableau 6.V) qui datent le début de l'enregistrement des traces de fission pour les apatites de l'Argentera sont reportés dans la figure 8.V. Ils montrent que, pour les échantillons situés au dessus de la base de la paléo-ZRP, l'isotherme  $130^\circ\text{C}$  a été franchi entre 10 Ma environ et 2,8 Ma, correspondant à un taux apparent de dénudation pendant cette période de 0,15-0,20 mm/an.

## 5- DISCUSSION

Les données radiométriques sur le massif de l'Argentera sont relativement rares. L'approche la plus détaillée est une étude thermochronométrique par  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  réalisée par Monié et Maluski (1983). Ces auteurs ont obtenu plusieurs âges groupés entre 375 et 42 Ma, correspondant à des événements varisques et alpins. Les âges varisques sont eux mêmes divisés en deux groupes: l'un relatif à une période de structuration du Dévonien au Carbonifère inférieur (375-330 Ma); l'autre, vers 275 Ma, correspondant à la période de refroidissement post-orogénique du massif. Ce dernier est rattaché spécifiquement à la relaxation thermique qui a suivi la migmatisation tardi-hercynienne de la série de Malinvern au NE du massif et à la mise en place du granite de l'Argentera, daté par Ferrara et Malaroda (1969) à 293 Ma (âge recalculé par Monié et Maluski avec la constante de désintégration recommandée  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ ). Ces âges varisques sont obtenus sur des biotites, des muscovites et des amphiboles. Même les échantillons provenant de la formation mylonitisée de la Valetta ont donné des âges hercyniens. Monié et Maluski ont conclu, du fait de l'absence de perturbations alpines, que les âges  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  des minéraux des échantillons actuellement en surface



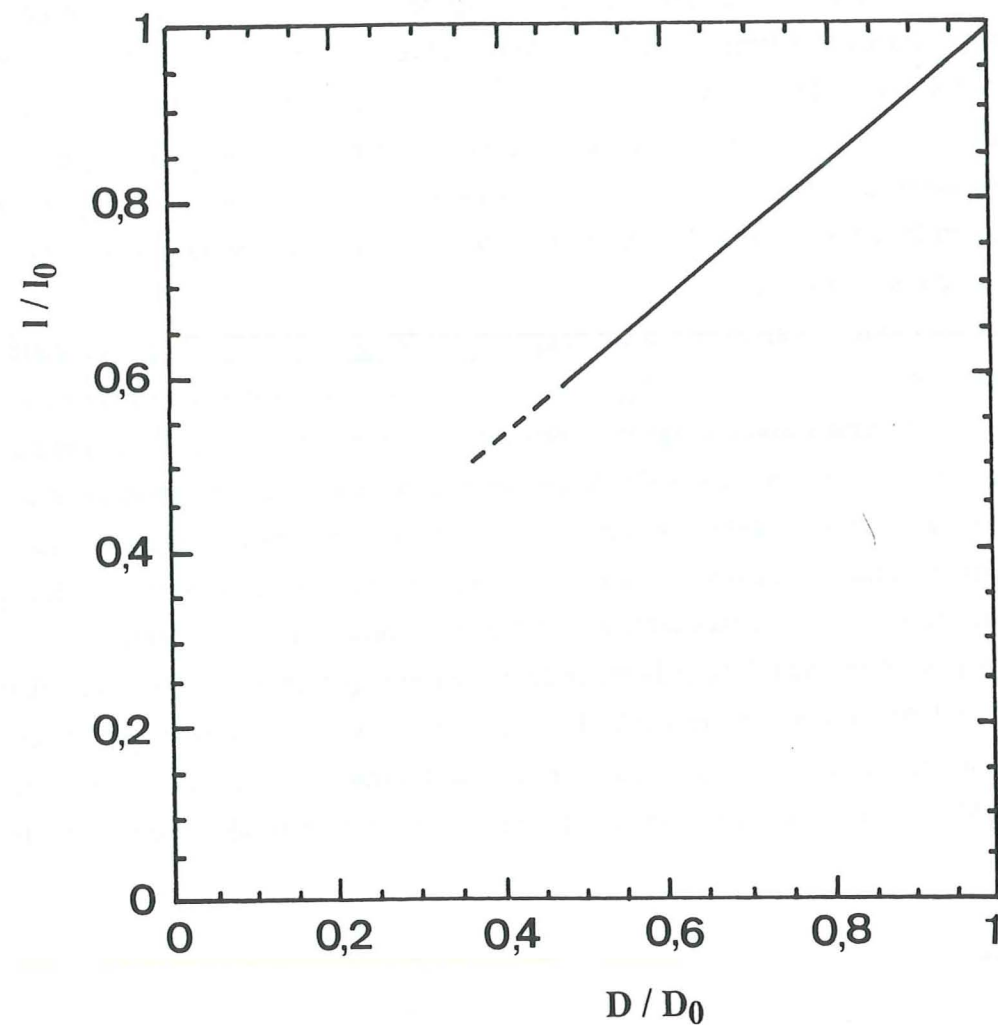


Fig. 7.V: Courbe de calibration montrant, pour les traces de fission induite, la corrélation entre la réduction des longueurs projetées moyennes des traces et la réduction des densités de traces après une succession de recuits thermiques en laboratoire.  $L_0$  et  $D_0$ , respectivement longueur projetée moyenne et densité révélabile des traces de fission induite de l' $^{235}\text{U}$  n'ayant pas subi de recuit thermique.

Tableau 6.V

Corrected fission track ages  $t_0$  of Argentera apatites

Sample	Elevation m	$l_{\text{m}} \pm 1\sigma$ $\mu\text{m}$	$l_{\text{m}}/6.38$	$t_0 \pm 1\sigma$ Ma
F 1	900	$5.71 \pm 0.11$	0.89	$2.9 \pm 0.3$
F 2	1200	$5.74 \pm 0.09$	0.90	$2.8 \pm 0.4$
F 4	1320	$5.36 \pm 0.15$	0.84	$3.8 \pm 0.4$
F 5	1450	$5.06 \pm 0.10$	0.79	$5.9 \pm 0.6$
F 6	1500	$5.69 \pm 0.10$	0.89	$4.6 \pm 0.5$
F 7	1650	$5.41 \pm 0.09$	0.85	$6.0 \pm 0.7$
F 8	1700	$5.56 \pm 0.11$	0.87	$5.8 \pm 0.6$
F 9	1760	$5.67 \pm 0.12$	0.89	$6.2 \pm 0.5$
F 10	1900	$5.74 \pm 0.11$	0.90	$7.2 \pm 0.9$
I 6	2400A	$5.31 \pm 0.13$	0.83	$10.2 \pm 0.9$
I 5	2400B	$4.86 \pm 0.06$	0.76	$9.9 \pm 0.7$
F 11	1830	$5.39 \pm 0.09$	0.84	$5.4 \pm 0.8$
I 3	1570	$6.01 \pm 0.11$	0.94	$3.6 \pm 0.5$
I 2	1400	$5.21 \pm 0.14$	0.81	$3.2 \pm 0.3$
I 1	990	$5.17 \pm 0.10$	0.81	$3.5 \pm 0.3$

$l_{\text{m}}$ : spontaneous mean projected track length



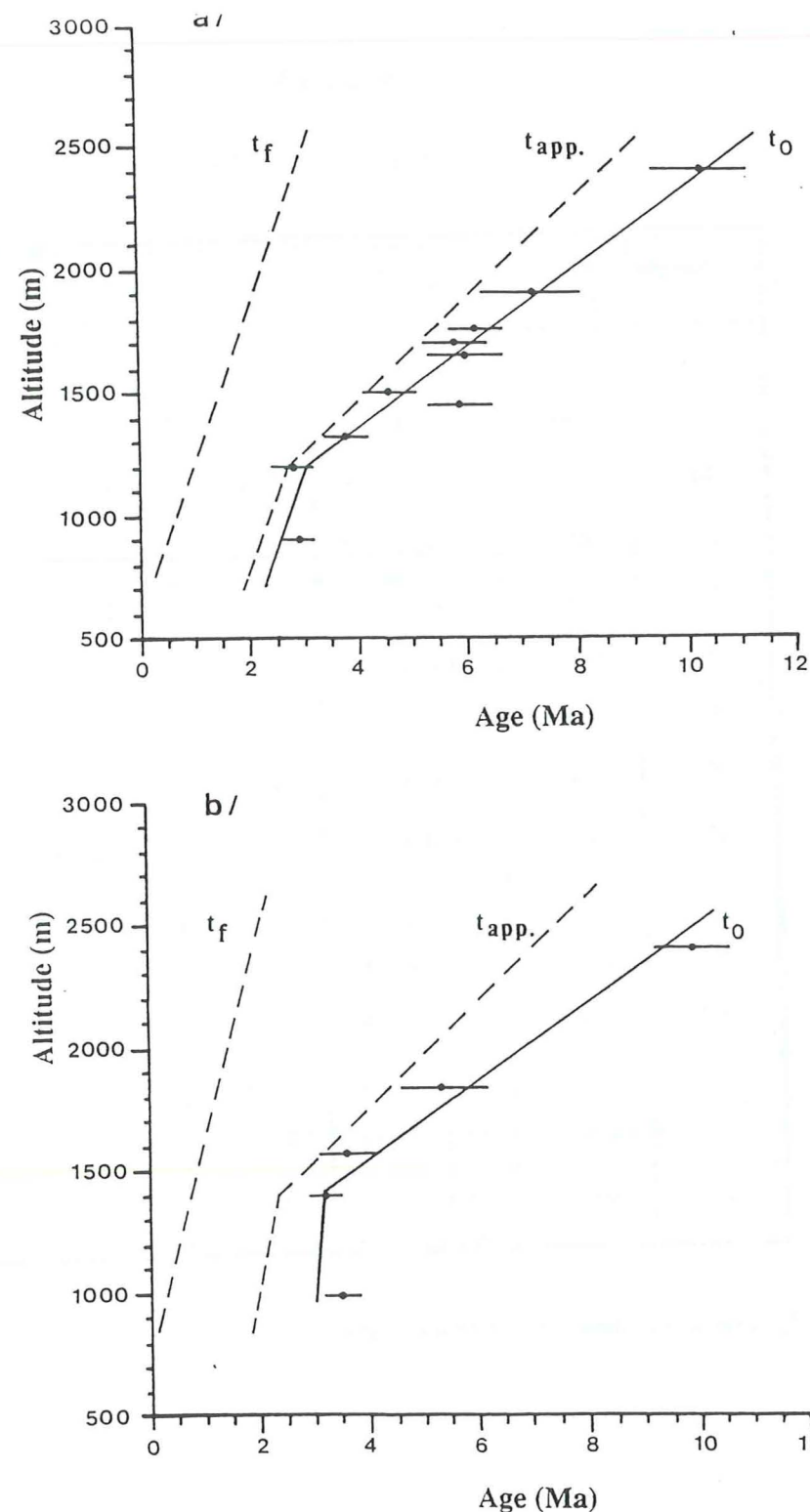


Fig. 8.V: Distribution des âges corrigés  $t_0$  en fonction de l'altitude. Mêmes symboles que la figure 6.V.

du massif de l'Argentera n'ont jamais été chauffés à des températures excédant 220-250°C depuis la fin de l'orogénèse varisque.

Carpéna et Bogdanoff (1982) ont obtenu des âges apparents sur zircons du NW de l'Argentera respectivement  $76 \pm 2$  Ma (échantillon A) et  $82 \pm 3$  Ma (échantillon B) reportés dans la figure 2. Si on considère la valeur de  $215 \pm 35^\circ\text{C}$  comme température de fermeture la plus généralement admise pour les datations par traces de fission sur zircon (Gleadow et al. 1979; Harrison et al. 1979; Zeitler et al. 1982; Hurford 1986), au lieu de  $300^\circ\text{C}$  citée par Carpena et Bogdanoff (1982), alors ces âges sont compatibles avec les conclusions de Monié et Maluski.

Seuls les feldspaths ont fourni, sur des sites de rétention à faible température, des âges alpins. Deux plagioclases ont livré des âges respectivement à  $68 \pm 2$  Ma et  $56 \pm 1,5$  Ma et deux feldspaths potassiques à  $44 \pm 0,6$  Ma et  $42 \pm 1$  Ma. Ces âges ont été interprétés comme liés à un événement thermotectonique alpin à 40 Ma.

Les données géologiques disponibles sur le massif de l'Argentera viennent appuyer le fait que ce massif n'aurait pas subi, pendant la période post-hercynienne, de réchauffement excédant  $250^\circ\text{C}$ . L'épaisseur de la couverture sédimentaire autochtone sur le massif de l'Argentera a été estimée, d'après les travaux de Kerckhove (1969) et Bogdanoff (1980, 1986), à 2300-3000 m, au maximum, il y a 40 Ma, et pourrait avoir atteint, après la mise en place des nappes, il y a 20 Ma, une épaisseur de 4000-5000 m. En considérant un gradient géothermique de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , la température maximale à la base de la couverture serait  $< 150^\circ\text{C}$ , ce qui est compatible avec le degré de métamorphisme anchizonal observé dans le socle. Cela est confirmé par les âges hercyniens  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur micas et amphiboles et est compatible avec nos âges corrigés  $t_0$  qui ne dépassent pas 10 Ma.

Nous avons reporté dans la figure 9.V les âges traces de fission  $t_0$  et  $t_f$  sur le profil d'échantillonnage. On observe que, dans la plupart des cas, les échantillons situés à la même altitude de part et d'autre de la formation de la Valetta présentent des âges concordants à l'intérieur de la précision analytique à  $\pm 2\sigma$ . Cette constatation suggère que les isothermes  $130^\circ\text{C}$  et  $65^\circ\text{C}$ , correspondant à la zone de recuit partiel, étaient sub-horizontaux et donc que le massif de l'Argentera se serait soulevé verticalement avec un taux apparent de l'ordre de 0,15 à 0,20 mm/an.

Nous avons vu, au paragraphe 2, que dans l'Argentera, la direction principale de compression est NS depuis le Pliocène (vers 6 Ma). Cette compression aurait engendré des décrochements parallèles ou sub-parallèles à la foliation varisque, en général verticale. Cependant, les âges apparents traces de fission ne montrent une nette discontinuité que 3,5 Ma plus tard (Fig. 4.V), indiquant une accélération récente des taux de surrection-érosion. A partir de cette date et jusqu'au moins 0,6 Ma environ (distribution des âges  $t_p$  figure 6.V), la dénudation de chaque côté du massif, se serait poursuivie à taux constant.

Plusieurs observations suggèrent que les mouvements relatifs le long des décrochements N120-140 qui traversent tout le massif depuis le Pliocène inférieur, ont joué avec une composante verticale. C'est cette dernière composante qui est détectée à 3 Ma, par les datations par traces de fission. La différence d'altitude de la base de la paléo-ZRP au SW et au NE du massif pourrait résulter d'un comportement tectonique différentiel des deux versants. Le fait que la base de la paléo-



ZRP se trouve actuellement plus élevée de 200 m du côté NE (Fig. 4.V) serait en accord avec le taux de soulèvement plus élevé calculé pour ce côté ( $0,9 \pm 0,2$  mm/an, contre  $0,6 \pm 0,1$  mm/an du côté SW). La régularité de la distribution des âges en fonction de l'altitude observée de chaque côté du massif, notamment au SW, où le nombre d'échantillons datés est plus élevé, suggère que la composante verticale des décrochements qui affectent les flancs de ce massif n'est pas décelable par les âges traces de fission ce qui impliquerait que leur rejet vertical était probablement inférieur à 200 m.

A partir de l'interpolation linéaire des âges  $t_p$ , on peut déduire que les échantillons les plus bas des deux côtés du massif (Fig. 6.V) ont franchi l'isotherme  $65^\circ\text{C}$  il y a seulement 0,5-0,7 Ma. Cet isotherme était probablement à cette époque à une profondeur inférieure à 2 km à cause des conditions des relaxations thermiques liées à l'accélération du soulèvement. De tels âges jeunes impliquent un récent «soubresaut» de la surrection atteignant des taux supérieurs à 1 mm/an.

Nos datations par traces de fission sur apatite ne sont pas concordantes avec les âges TF obtenus par Carpena et Bogdanoff (1982). Trois échantillons provenant d'une coupe allant de la formation d'Anelle près de de Saint-Etienne de Tinée dans la formation de Rabuons (échantillons A, B et C dans la figure 2) ont été datés par Carpena. Les échantillons B et C, respectivement situés à des altitudes de 1600 m et 1200 m présentent le même âge apparent de  $7 \pm 1$  Ma. L'échantillon A situé à 2600 m d'altitude donne environ 20 Ma. L'un de nos échantillons F3, représenté dans le tableau 4.V (non encore discuté), a été prélevé à 1200 m dans le même secteur que celui de Carpena, noté C. Son âge apparent TF obtenu est de  $2,7 \pm 0,2$  Ma compatible avec celui situé à la même altitude du côté SW du massif (Fig. 9.V), mais ne l'est pas avec celui noté C de Carpena daté à  $7 \pm 1$  Ma. L'échantillon A, issu de la formation de Rabuons et daté par Carpena à 20 Ma environ, est aussi beaucoup plus ancien que nos échantillons prélevés à une altitude de 2400 m au niveau de la même formation et qui ont donné des âges de 6,4 Ma et 8,2 Ma. Du point de vue géologique, il semble difficile d'admettre un âge apparent aussi ancien. Le massif aurait été couvert il y a 20 Ma par une épaisseur d'au moins 5000 m (voir ci-dessus). La signification des âges apparents TF sur apatites de Carpena et Bogdanoff (1982) ne nous apparaît donc pas clairement.

A 150 km environ au NW de l'Argentera affleurent les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Fig. 1.V). Les âges traces de fission sur apatites  $t_f$  et  $t_0$  sur 35 échantillons prélevés entre 1000 m et 2000 m d'altitude dans le NW du massif de Belledonne et datés par Lelarge (travaux en cours) sont similaires à ceux obtenus dans le massif de l'Argentera. Plus au nord, Carpena (1984) a obtenu sur deux échantillons, des âges apatites de  $11,53 \pm 2,1$  Ma au niveau du tunnel du Mont Blanc à une altitude de 1397 m et  $10,83 \pm 2,8$  Ma au sommet de l'Aiguille du Midi à 3842 m d'altitude. Cela suggère que les massifs de l'Argentera, de Belledonne, du Mont Blanc et probablement des autres massifs cristallins externes auraient commencé leur stade final de surrection et d'érosion au Pliocène.

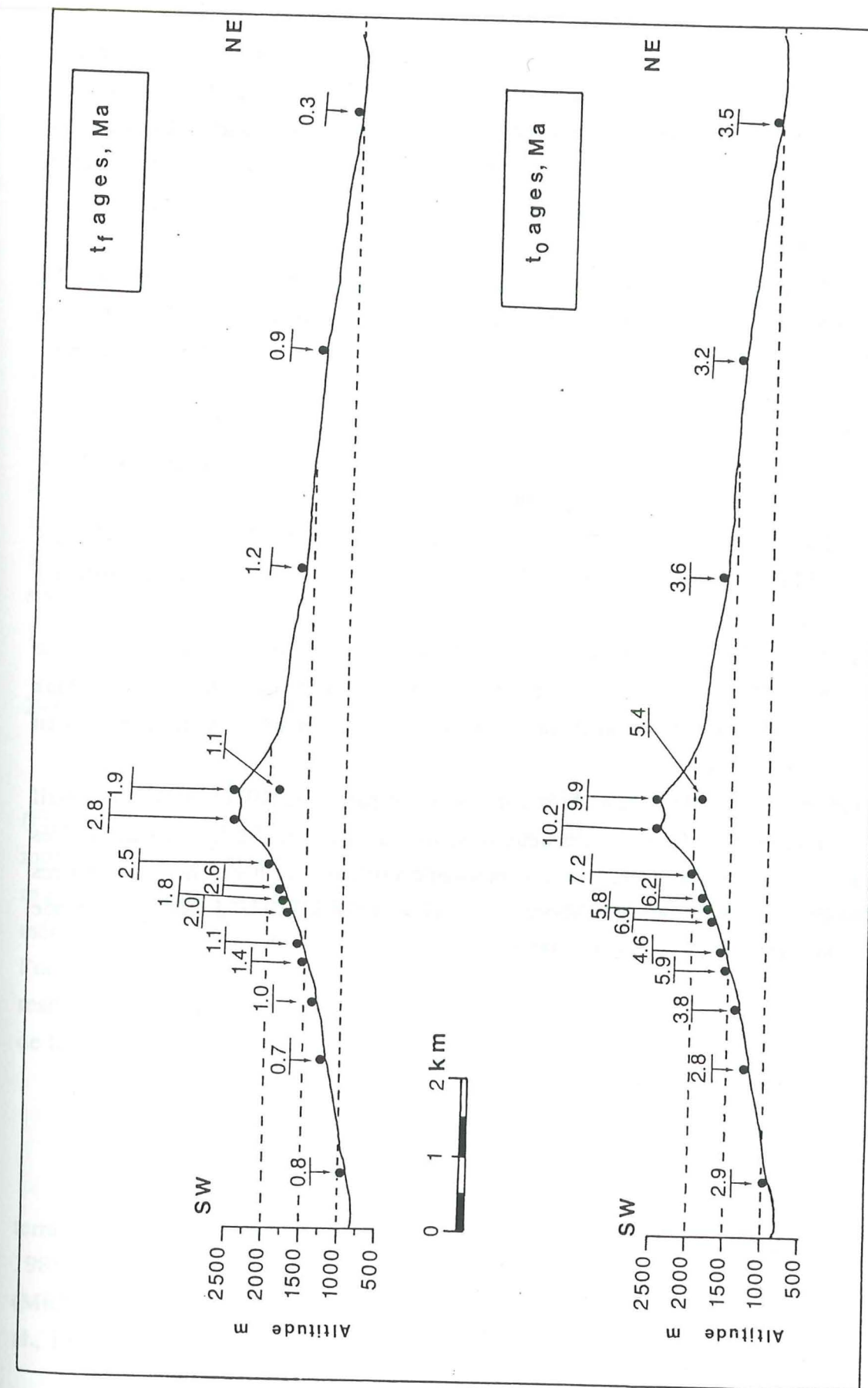


Fig. 9.V: Distribution des âges  $t_0$  (bas) et  $t_f$  (haut) des apatites de l'Argentera. Les âges sont en Ma.



## 6- CONCLUSION

L'analyse des âges apparents traces de fission pour les deux côtés du massif de l'Argentera-Mercantour montre que les échantillons situés à des altitudes supérieures à 1200 m du côté SW et 1400 m du côté NE ont séjourné avant le soulèvement dans la zone de recuit partiel. Ceux qui sont à des altitudes plus basses étaient alors dans la zone de recuit total des traces où la température excède 130°C. Ces derniers ont commencé à enregistrer les traces pratiquement en même temps par suite d'un taux élevé de surrection-érosion.

Les âges corrigés  $t_0$  indiquant le début d'enregistrement des traces de fission montrent que les échantillons situés au dessus de la base de la pléio-ZRP ont franchi l'isotherme 130°C entre 10 Ma et 2,8 Ma correspondant à un taux apparent de dénudation pendant cette période de 0,15 à 0,20 mm/an.

Les âges  $t_f$  qui datent le franchissement de l'isotherme 65°C permettent de calculer un taux apparent de surrection de  $0,6 \pm 0,1$  mm/an pour le côté SW et  $0,9 \pm 0,2$  mm/an du côté NE. Cette surrection du massif aurait commencé il y a 3 Ma environ.

Les échantillons les plus bas des deux côtés du massif ont franchi l'isotherme 65°C il y a seulement 0,5-0,7 Ma. Ces âges indiquent une récente accélération du soulèvement atteignant des taux supérieures à 1 mm/an.

Les isothermes 130°C et 65°C délimitant la zone de recuit partiel étaient sub-horizontaux. Le massif de l'Argentera-Mercantour s'est donc probablement soulevé verticalement avec un taux apparent de l'ordre de 0,15 à 0,20 mm/an depuis le début de l'enregistrement des traces et n'aurait pas été affecté par aucun basculement.

La différence d'altitude de la base de la zone de recuit partiel au SW et au NE du massif résulterait du comportement différentiel des deux versants. La régularité des âges des deux côtés du massif notamment au SW suggère que la composante verticale des décrochements dextres orientés N120-140 qui ont joué depuis le Miocène et traversant tout le massif dans sa plus grande dimension était probablement inférieure à 200 m.

## CHAPITRE VI

### DATATIONS PAR TRACES DE FISSION DES APATITES DU MASSIF DES JEBILET (MAROC)

#### 1- INTRODUCTION

Le massif des Jebilet a fait l'objet de nombreuses études structurales et géochimiques pour comprendre son évolution géodynamique et sa mise en place dans un domaine orogénique (Michard, 1976; Huvelin, 1977; Poutchovsky, 1978; El Hassani, 1980; Aarab, 1984; Saquaque, 1985; Lagarde, 1987). Le présent travail consiste à étudier, par les datations par traces de fission sur apatites, l'histoire thermique et de surrection de ce massif car ces datations se sont avérées être un très bon moyen pour l'étude de l'histoire thermique et de surrection dans les chaînes de montagnes. Cette méthode a également été appliquée, avec succès, à l'étude thermo-tectonique des socles ayant subi l'effet d'un rifting (Moore et al., 1986; Gleadow et al., 1987; Omar et al., 1987, 1989).

#### 2- CADRE GEOLOGIQUE

Les Jebilet constituent l'un des principaux massifs paléozoïques de la Meseta occidentale (Fig. 1.VI). Situées à quelques kilomètres au nord de Marrakech, elles forment un massif de petites montagnes dont les plus élevées se dressent dans sa partie septentrionale. Elles culminent à 1061 m (Jebel Teksim). Ce massif, qui s'étend en direction E-W sur 170 km environ et en direction méridienne sur 7 à 40 km, est une boutonnière de terrains paléozoïques structurés pendant l'orogénèse hercynienne. Il est entouré de terrains plus récents, des plaines de la Bahira et du Haouz respectivement au Nord et au Sud, des collines jurassico-crétacé des Mouissat à l'Ouest et l'Atlas de Béni Mellal à l'Est.

##### 2.1- EVOLUTION HERCYNIENNE

Les Jebilet, comme l'ensemble de la Meseta marocaine, sont divisées selon la nature des terrains et surtout d'après l'âge de la tectonique paroxysmale qui les affecte (Piqué et Michard, 1981). Ainsi, trois zones structurales d'orientation méridienne sont reconnues d'Ouest en Est (Michard, 1976; Sougy, 1976; Huvelin, 1977; Hollard et al., 1977; Poutchovsky, 1978; Muller et al., 1979; El Hassani, 1980; Piqué et Michard, 1981):

- 1- les Jebilet occidentales
- 2- les Jebilet centrales



### 2.1.1- Les Jebilet occidentales

Les Jebilet occidentales (Fig.2.VI) constituent la partie méridionale du bloc côtier mésétien qui est caractérisé par un régime de plate-forme au cours du Paléozoïque inférieur et moyen. A l'extrémité occidentale des Jebilet affleure un Cambro-Ordovicien épais de 5000 m, affecté d'amples plis méridiens et de failles multidirectionnelles.

A l'Est de cette zone, le massif des Jebilet semble constitué par une succession d'unités charriées d'Ouest en Est, à savoir:

- des terrains d'âge indéterminé (Géorgien?) constituant la série de Bou Gader et qui seraient charriés sur le Cambro-Ordovicien;
- plus à l'Est des terrains dilacérés et étirés d'âge Ordovicien à Dévonien inférieur, formant l'unité des Pays des Skhirat, seraient charriés sur l'unité de Bou Gader (Huvelin, 1977).

### 2.1.2- Les zones des Jebilet centrales et orientales (Fig. 2.VI)

Les Jebilet centrales et orientales sont principalement constituées par deux formations géologiques (Huvelin, 1977):

- un Viséen supérieur-Namurien, épais de plusieurs milliers de mètres et dont la base n'est connue nulle part dans le massif, composé de (i) un flysch gréseux de faciès culm appelé «Flysch de Kharrouba» affleurant surtout dans les Jebilet orientales, (ii) des schistes appelés «Schistes de Sarhlef» renfermant dans les Jebilet centrales un volcanisme pré-orogénique acide et basique (Huvelin, 1977; Aarab, 1984; Aarab et Beauchamp, 1987). Les Schistes de Sarhlef reposeraient sur le Flysch de Kharrouba (Huvelin, 1977). Selon Bordonaro et al., 1979; Gaillet, 1979, les Schistes de Sarhlef constitueraient un passage latéral au Flysch de Kharrouba dans le bassin dinantien et seraient d'âge Tournaisien-Viséen inférieur.

- des nappes (nappes des Jebilet orientales) qui sont composées essentiellement de terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens de 1500 m d'épaisseur et en moindre quantité de Viséen supérieur-Namurien (calcaires du sommet du Jebel Teksim). Ce serait des nappes intraformationnelles (Huvelin, 1977), de véritables nappes tectoniques selon Sougy, 1976. Elles recouvrent tantôt le sommet du Flysch de Kharrouba tantôt la base des Schistes de Sarhlef par l'intermédiaire d'une semelle de Viséen supérieur remaniée et affectée par deux jeux de plis post viséens successifs, les premiers de direction N-S, les seconds de direction ENE.

L'ensemble ainsi défini a subi deux phases de plissements hercyniennes accompagnées d'un métamorphisme et d'une granitisation. Dans les Jebilet centrales affleurent des batholites de granites circonscrits (Baméga, Bramram, Tabouchent et Oulad Ouaslam) mis en place lors de la phase de compression hercynienne majeure namuro-westphalienne. Ce sont des granites calco-alcalins syntectoniques intrusifs dans les Schistes de Sarhlef (Huvelin, 1977; Saquaque, 1985; Chemsseddoha, 1986; Lagarde, 1987) et sont divisés en deux grands groupes (Fig. 3.VI):

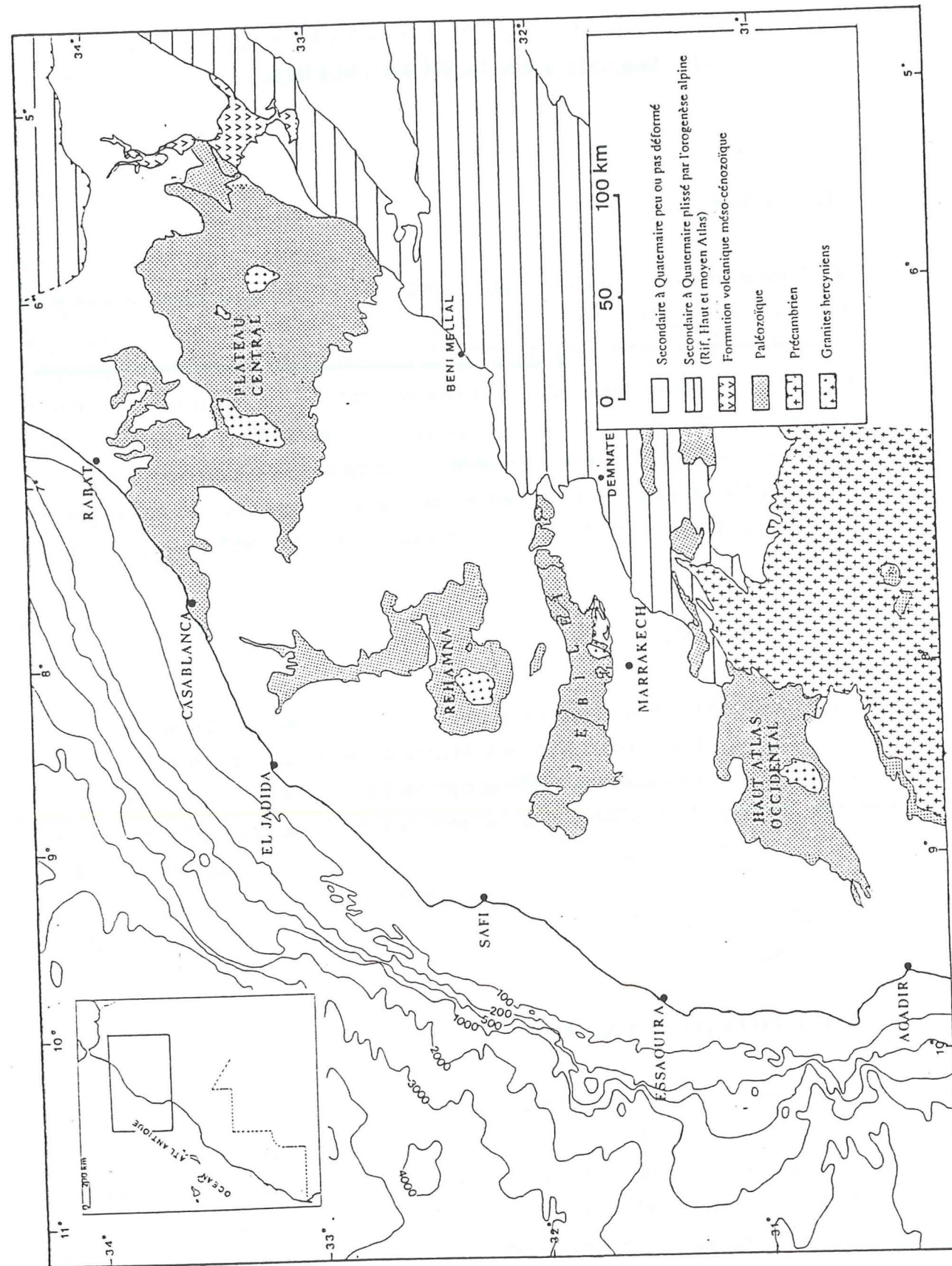


Fig. 1.VI: Carte de localisation des Jebilet dans la Meseta marocaine.



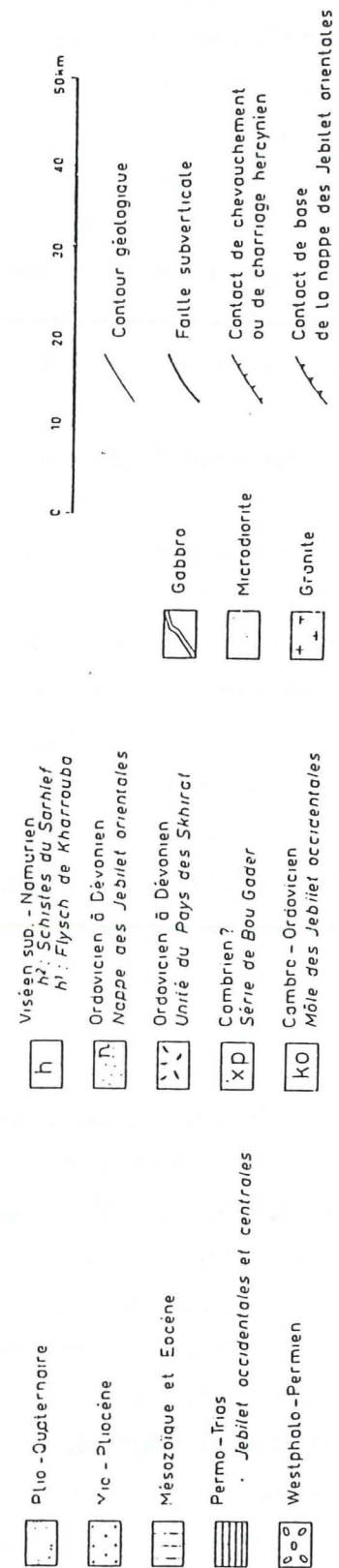
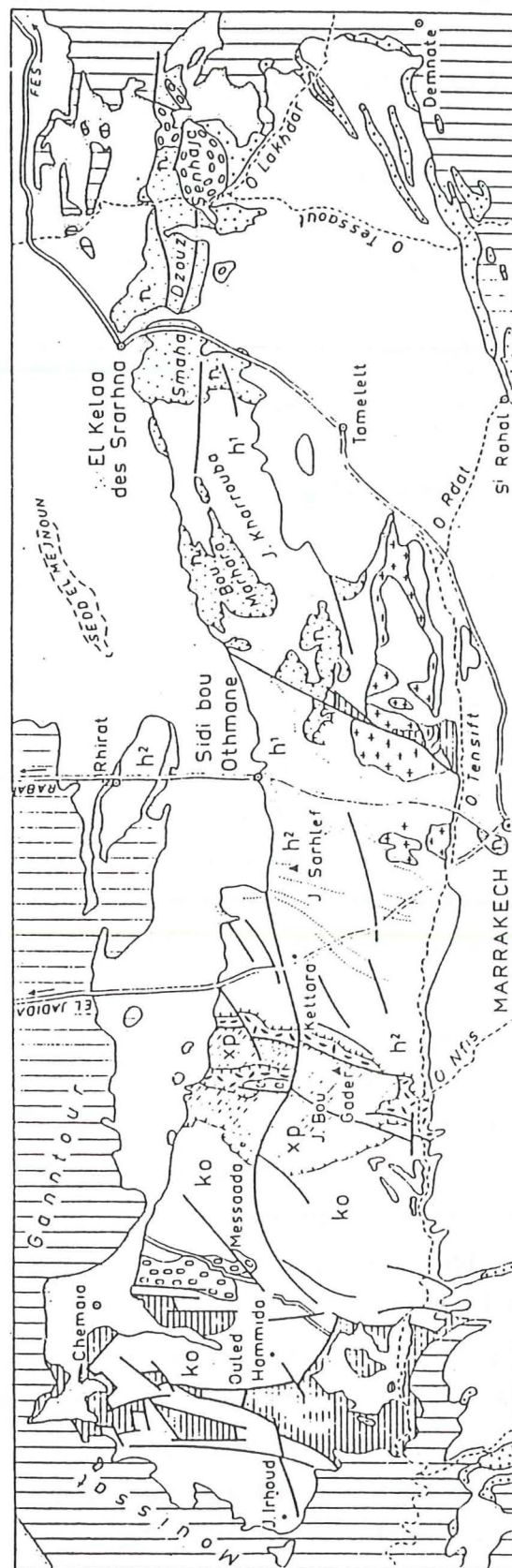


Fig. 2.VI: Croquis structural du massif hercynien des Jebilet (d'après Huvelin 1977).

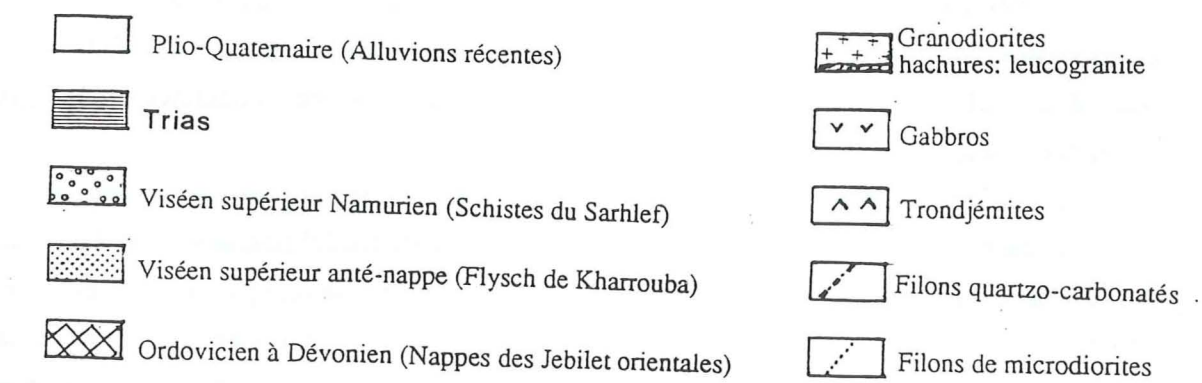
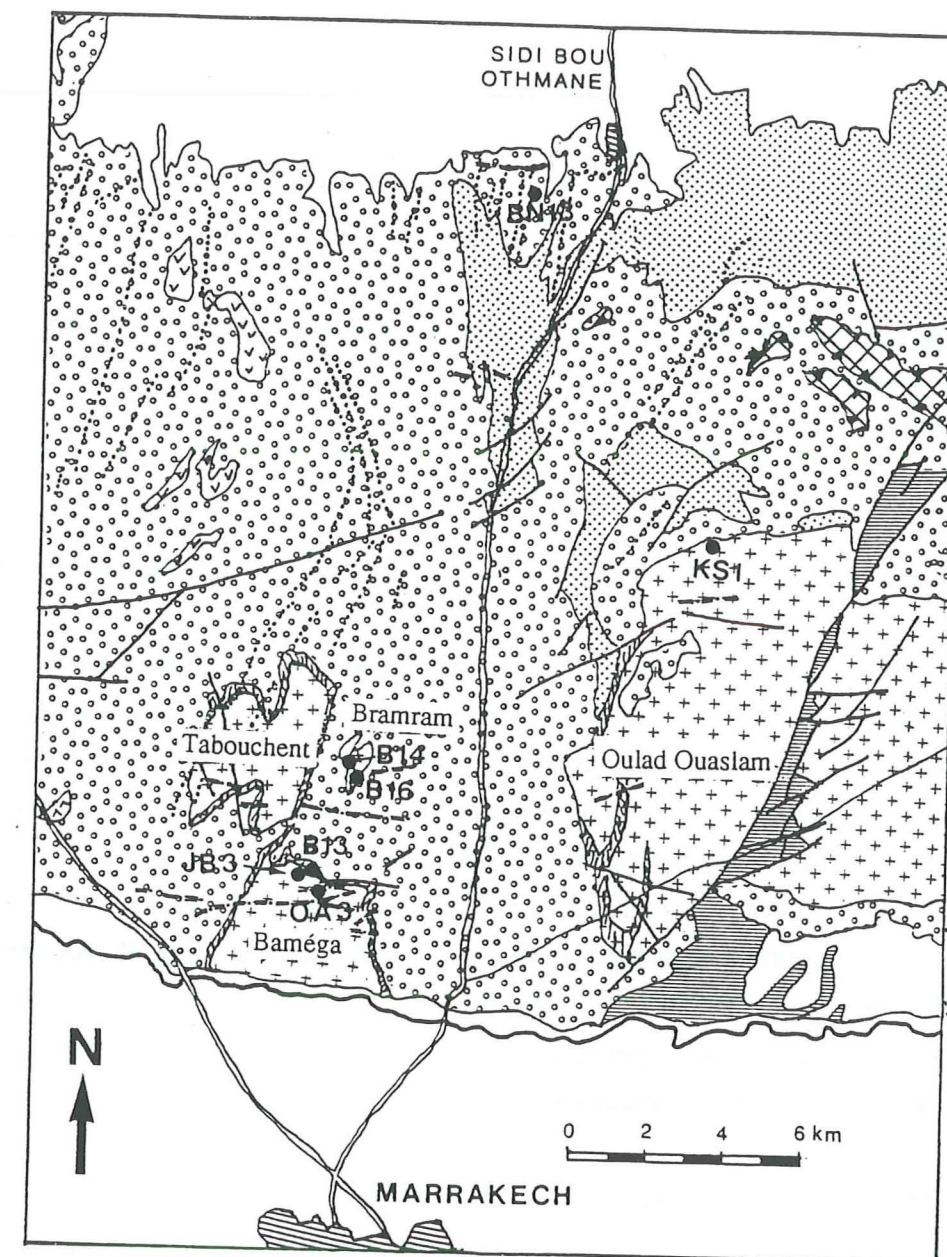


Fig. 3.VI: Extrait de la carte géologique des Jebilet centrales montrant les endroits de prélèvement des échantillons datés (d'après Huvelin, 1972; Aarab, 1984; Saquaque, 1985).



- les granodiorites (granites à biotite)
- les leucogranites (granites à deux micas).

Les granodiorites constituent l'essentiel des corps granitiques sauf pour celui du Bramram. Les leucogranites, intrusifs dans les granodiorites, sont affectés par des phénomènes deutériques tardimagmatiques (tourmalinisation et muscovitisation). Les leucogranites à tourmaline sont localisés à la périphérie des plutons du Baméga, du Tabouchent et des Oulad Ouaslam. Ces leucogranites se sont transformés en grésen particulièrement dans le granite de Bramram.

Des filons de pegmatites, essentiellement localisés dans la région de Sidi Bou Othmane, recoupent la schistosité S1, sont plissés et boudinés. Ils sont liés à l'ascension d'un foyer granitique caché. Un faisceau de filons de «microdiorites» de direction N-S traverse le massif et se prolonge au Sud dans le Massif ancien du Haut Atlas de Marrakech et au Nord dans les Réhamna. Ces filons atteignant parfois plus de 10 km d'extension et de 2 à 20 m d'épaisseur, recoupent les plis hercyniens et les granites.

Des filons quartzo-carbonatés jalonnent souvent les failles verticales. Leur direction principale est E-W à ENE. Cependant, la faille de Sidi Makhoulouf qui traverse le granite des Oulad Ouaslam a une direction NNE et présente un important remplissage quartzo-carbonaté. Elle effondre la partie Est des Jebilet orientales (Huvelin, 1977). La formation de ces filons a été attribuée à l'orogénèse atlasique (alpine). Ces filons recoupent les filons microdioritiques.

Dans les Jebilet, la compression hercynienne post viséenne s'est traduite par la formation de zones de cisaillements ductiles organisées en deux familles ENE dextre et SSE senestre (Lagarde et Choukroune, 1982; Lagarde, 1985).

Sur le socle refroidi et arasé, reposent en discordance des conglomérats westphalo-permiens qui affleurent dans les Jebilet occidentales et orientales.

## 2.2- EVOLUTION ALPINE

Le Permo-Trias repose en discordance sur le socle et affleure dans les Jebilet occidentales et orientales. Dans cette dernière zone, il est disposé en grabens étroits au flanc Est de la faille de Sidi Makhoulouf et repose sur le granite des Oulad Ouaslam, sur les cornéennes et les schistes qui bordent ce batholite.

La couverture mésozoïque et cénozoïque ne subsiste que dans les extrémités occidentale et orientale du massif. Dans l'Atlas de Béni Mellal au contact des Jebilet, le Permo-Trias, surmonté par le Lias, est plissé suivant un anticlinal encapuchonnant le paléozoïque des Jebilet orientales. A l'extrémité occidentale des Jebilet, une couverture mésozoïque ou éocène presque tabulaire débutant par le Jurassique supérieur repose soit sur le Cambro-Ordovicien soit sur le Permo-Trias. Au Sud des Ganntour, l'Eocène recouvre directement le massif ancien.

Des alluvions du Mio-Pliocène et du Plio-Quaternaire sont très peu déformées sauf à la bordure Nord des Jebilet où ils sont flexurés et disparaissent sous des alluvions plus récentes.

### 2.2.1- DEFORMATIONS ANTE-KIMMERIDGIENNES

Dans les Jebilet occidentales, le Permo-Trias est affecté de plis de direction NNE à NE liés à la tectonique d'effondrement anté-kimmeridgienne (Huvelin, 1977). Deux sondages ont été effectués dans la plaine de Chemaïa au NW du massif. Le plus profond a atteint 710 m tout en restant dans le Permo-Trias. Cela montre l'importance des effondrements anté-kimmeridgiens du Permo-Trias dont le rejet excède 750 m (Huvelin, 1977). Par contre à l'extrémité orientale des Jebilet, le Permo-Trias, recouvert en accordance par du Lias, est resté solidaire de la couverture.

### 2.2.2- DEFORMATIONS EOCENES

Les mouvements éocènes datés de l'Eocène moyen sont plus importants dans les Jebilet que dans le Haut Atlas et constituent la première phase atlasique majeure. Ils redressent les terrains de couverture au contact entre les Jebilet et les Ganntour, provoquent des flexures de directions variées correspondant à des rejeux de failles de socle dans les Mouissat. Dans les Jebilet orientales, ces déformations plissent le Lias suivant plusieurs directions. Cette phase a engendré la surrection du massif et le retrait définitif de la mer, constituant ainsi la voûte anticlinale des Jebilet de direction E-W (Huvelin, 1973, 1977). Le massif a subi alors une érosion importante.

### 2.2.3- DEFORMATIONS MIO-PLIOCENES ET PLIO-VILLAFRANCHIENNES

Les mouvements post-mio-pliocènes et plio-villafranchiens n'ont fait qu'accentuer le soulèvement du massif et l'affaissement des plaines alluviales qui le bordent au Nord et au Sud (Huvelin, 1966, 1973, 1977).

## 3- ECHANTILLONNAGE ET PROCEDURES ANALYTIQUES

Les échantillons datés dans ce travail proviennent des granodiorites de Baméga (JB3, OA3, B13) et des Oulad Ouaslam (KS1), des leucogranites de Bramram (B14 et B16). Un échantillon (BN13) provient d'un filon de pegmatite situé à deux kilomètres environ à l'Ouest de Sidi Bou Othmane (Fig. 3.VI).

Ces échantillons, dont le poids dépasse 3 kg sont broyés puis tamisés afin d'obtenir une fraction de grains de 80 à 120 microns. Les apatites sont séparées de cette fraction en utilisant les techniques conventionnelles de séparation des minéraux par les liqueurs denses et les séparations magnétiques.

Les apatites sont datées par la méthode des populations (chapitre II). Le polissage des pastilles est effectué après avoir dégagé les grains à l'aide d'un papier abrasif de grain 1000 puis se poursuit en utilisant des poudres d'alumine à 3, 1 et 0,1  $\mu\text{m}$ . Après chaque étape, la pastille est lavée aux ultrasons afin d'éviter tout problème de contamination. Les traces sont révélées par une solution d'acide nitrique  $\text{HNO}_3$ , 3M pendant 20 secondes.



Le comptage des traces est réalisé à l'aide d'un microscope optique opérant en lumière transmise en utilisant un objectif x100 à immersion et des oculaires x10. Une grille de 10 carreaux sur 10, mise à l'intérieur d'un oculaire et dont la surface est étalonnée sous les mêmes conditions d'observation, permet de déterminer la surface de comptage. Ce microscope est aussi muni d'un tube de projection et d'une table à digitaliser reliée à un micro-ordinateur. Ce système est utilisé pour les mesures des longueurs de traces.

#### 4- RESULTATS

Les résultats analytiques sont reportés dans le tableau 1.VI. Les âges apparents obtenus varient entre 125 et 158 Ma. En considérant les erreurs statistiques, ces âges ne sont pas significativement différents. On peut donc calculer un âge moyen pondéré pour l'ensemble des échantillons qui donne la valeur de  $141 \pm 3$  Ma.

Des mesures des longueurs projetées ont été effectuées dans le but d'avoir une correction des âges pour le début d'enregistrement des traces de fission  $t_0$ , c'est à dire le franchissement par l'échantillon de l'isotherme  $130^\circ\text{C}$  correspondant à la limite entre la zone de recuit total et la zone de recuit partiel. Les résultats de ces mesures sont reportés dans le tableau 2.VI. On constate que la longueur moyenne des traces projetées fossiles varie entre  $4,88 \pm 0,06 \mu\text{m}$  pour OA3 et  $5,35 \pm 0,07 \mu\text{m}$  pour BN13. Ces apatites sont donc affectées par un recuit thermique puisque la longueur moyenne des traces induites est de  $6,38 \pm 0,03 \mu\text{m}$  (Chapitre V). Les réductions des longueurs  $l_m/6,38$ , comprises entre 0,76 et 0,84, permettent de déduire les réductions des densités des traces à partir de la courbe de calibration  $l/l_0$  en fonction de  $\rho/\rho_0$  (Fig. 7.V). Les âges corrigés,  $t_0$  (tableau 2.VI, dernière colonne) sont compris entre 170 et 218 Ma. Compte tenu des erreurs sur ces âges, on considère qu'ils ne sont pas significativement différents. L'âge moyen pondéré, calculé sur les sept échantillons est de  $186 \pm 6$  Ma.

Nous avons également mesuré les longueurs des traces confinées horizontales sur cinq échantillons. La longueur moyenne varie entre  $11,58 \mu\text{m}$  et  $12,55 \mu\text{m}$ . Ces valeurs suggèrent aussi un recuit thermique partiel significatif puisque les apatites volcaniques comme celles du Fish Canyon Tuff, refroidies très rapidement, et qui n'ont subi aucun événement thermique ultérieur, montrent une longueur moyenne des traces fossiles confinées de  $15 \mu\text{m}$  environ contre  $16 \mu\text{m}$  pour les traces induites (Gleadow et al., 1986). Les échantillons B16 et JB3 montrent des distributions des longueurs des traces confinées étroites avec les longueurs moyennes les plus élevées (Fig. 4.VI). Les autres OA3, KS1, B13 montrent des distributions biaisées du côté des traces courtes et sont plus larges (Fig. 5.VI). Les longueurs des traces confinées horizontales de l'échantillon OA3 sont comprises entre 5 et  $17 \mu\text{m}$  avec un pic à  $11 \mu\text{m}$ .

On peut corriger les âges apparents par les longueurs moyennes des traces confinées horizontales à partir de l'équation suivante:

Echantillon	$n_s$	$N_s$	$\rho_s \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ t/cm}^2$	$n_i$	$N_i$	$\rho_i \pm 1\sigma$ $\times 10^3 \text{ t/cm}^2$	Fluences $\pm 1\sigma$ $10^{15} \text{ n/cm}^2$	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
B16	70	1211	$138 \pm 18$	70	993	$147 \pm 21$	$2.85 \pm 0.02$	$158 \pm 31$
B14	100	1116	$937 \pm 35$	70	749	$899 \pm 34$	$2.39 \pm 0.01$	$147 \pm 8$
B 13	52	1657	$3260 \pm 192$	70	1290	$4260 \pm 221$	$2.76 \pm 0.02$	$125 \pm 10$
JB3	90	3044	$1023 \pm 50$	70	2676	$1156 \pm 61$	$2.85 \pm 0.02$	$149 \pm 11$
BN13	80	2188	$414 \pm 29$	50	1530	$463 \pm 33$	$2.85 \pm 0.02$	$151 \pm 15$
OA3	74	2431	$993 \pm 64$	66	2454	$1124 \pm 76$	$2.85 \pm 0.02$	$149 \pm 14$
KS1	100	1871	$3537 \pm 82$	100	1934	$3656 \pm 83$	$2.39 \pm 0.01$	$139 \pm 5$

Tableau 1.VI- Datations par traces de fission des apatites des Jbilet (Maroc), résultats analytiques.  $n_s$  et  $n_i$ : respectivement nombre de grains d'apatite comptés pour les traces spontanées et induites;  $N_s$  et  $N_i$ : nombre de traces spontanées (s) et induites (i) comptées;  $\rho_s$  et  $\rho_i$ : densités de traces spontanées et induites



Echantillon	Age app. Ma $\pm 1\sigma$	N <sub>s</sub>	c <sub>s</sub> (%) > 10 $\mu$ m	c <sub>s</sub> /11.97	l <sub>sm</sub> $\mu$ m	l <sub>sm</sub> /6,38	t <sub>f</sub> < 65°C Ma $\pm 1\sigma$	t <sub>0</sub> Ma $\pm 1\sigma$
B 16	158 $\pm$ 31	724	3,45	0,29	5,34	0,84	46 $\pm$ 13	199 $\pm$ 40
B 14	147 $\pm$ 8	711	2,95	0,25	5,28	0,83	37 $\pm$ 8	187 $\pm$ 12
B 13	125 $\pm$ 10	876	4,11	0,34	5,11	0,80	42 $\pm$ 8	170 $\pm$ 15
JB 3	149 $\pm$ 11	881	3,63	0,30	5,25	0,82	45 $\pm$ 9	193 $\pm$ 17
BN 13	151 $\pm$ 15	952	3,15	0,26	5,35	0,84	39 $\pm$ 8	191 $\pm$ 21
OA 3	149 $\pm$ 14	906	2,76	0,23	4,88	0,76	34 $\pm$ 8	218 $\pm$ 23
KS 1	139 $\pm$ 5	717	6,26	0,52	6,03	0,94	47 $\pm$ 7	183 $\pm$ 10

Tableau 2.VI- Mesures des longueurs projetées des traces de fission dans les apatites des granitoïdes des Jebilet et les âges corrigés en dessous de l'isotherme 65°C (t<sub>f</sub>) et 130°C (t<sub>0</sub>). N<sub>s</sub>: nombre de traces spontanées mesurées; c<sub>s</sub>: fraction des traces spontanées dont la longueur est supérieure à 10  $\mu$ m; l<sub>sm</sub>: longueur moyenne des traces spontanées; 6,38: longueur moyenne des traces induites; 11,97: fraction des traces induites de plus de 10  $\mu$ m de longueur (Fig. 3.V).

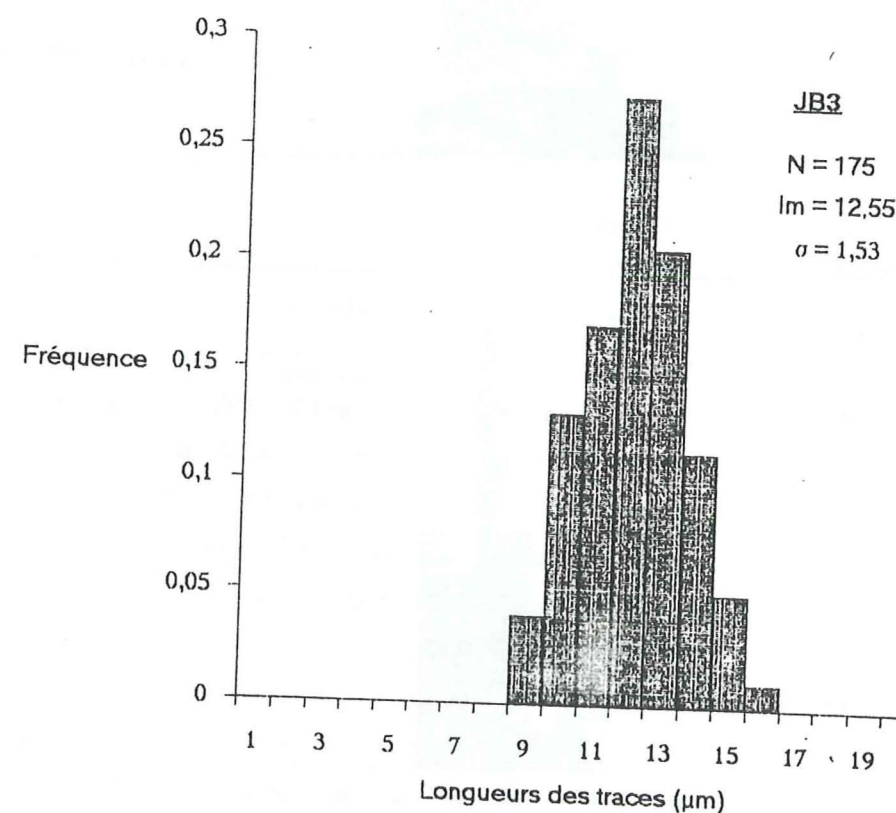
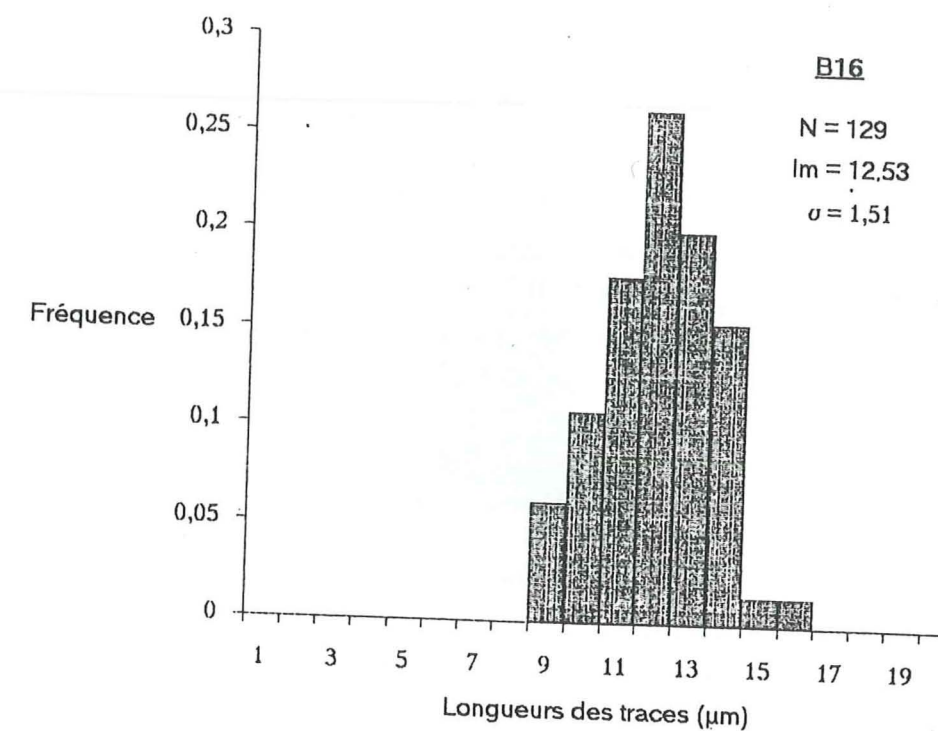


Fig. 4.VI: Distribution des longueurs des traces confinées horizontales pour les apatites des échantillons B16 et JB3. N, nombre total de traces mesurées; lm, longueur moyenne des traces confinées horizontales; σ, écart-type sur la moyenne.



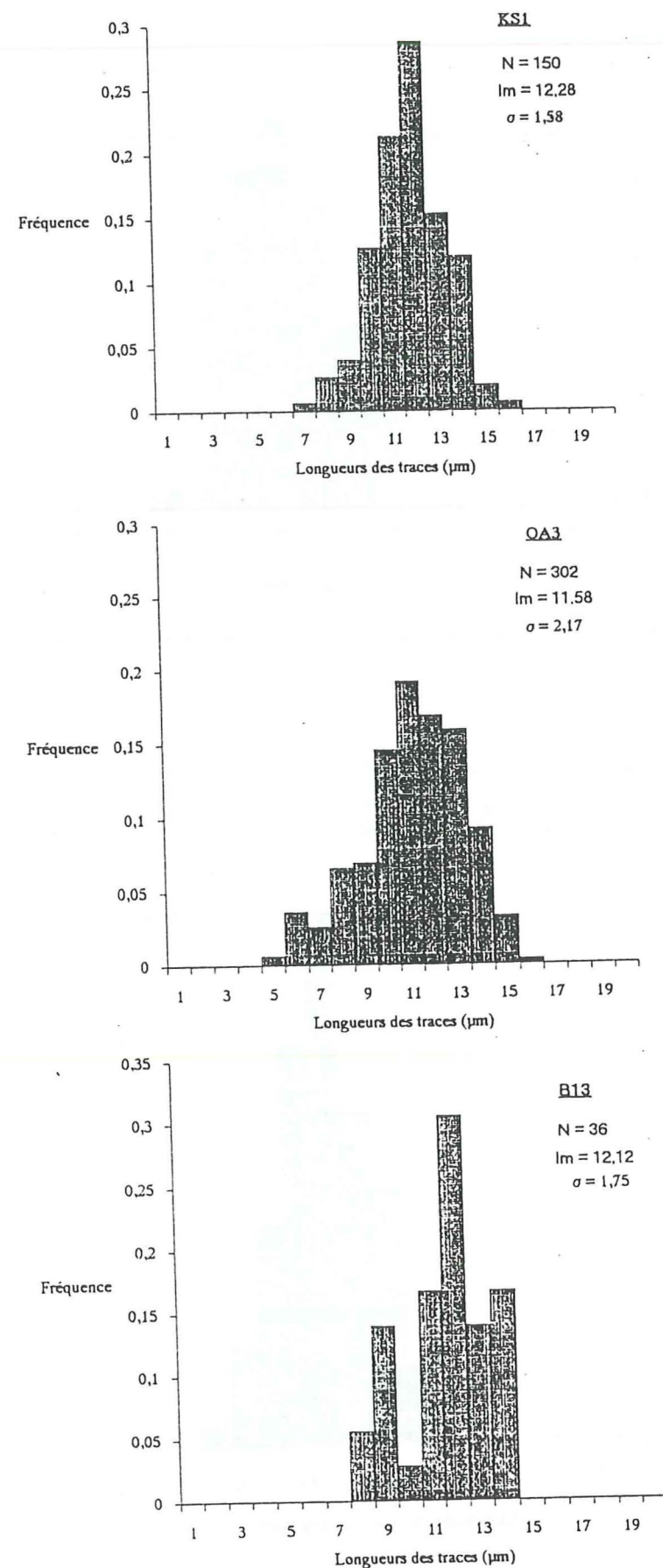


Fig. 5.VI: Distribution des longueurs des traces confinées horizontales pour les apatites des échantillons KS1, OA3 et B13. Mêmes symboles que la fig. 4.VI.

$$t_{\text{corr.}} = \frac{l_{\text{mc}}(\text{FCT})}{l_{\text{mc}}(\text{éch.})} \times t_{\text{app.}}$$

où  $l_{\text{mc}}(\text{FCT})$  et  $l_{\text{mc}}(\text{éch.})$  sont respectivement les longueurs moyennes des traces confinées fossiles des apatites du Fish Canyon Tuff et de l'échantillon daté;  $t_{\text{app.}}$  étant l'âge apparent correspondant.

Les résultats sont reportés dans le tableau 3.VI. On constate que les âges corrigés par cette méthode ne sont pas significativement différents de ceux corrigés par les longueurs des traces projetées. On remarque cependant que ces derniers sont toujours légèrement plus anciens. Il existe une bonne corrélation entre ces deux types de correction; le coefficient de corrélation étant de 0,95 (Fig. 6.VI). On remarque, par ailleurs, qu'il existe aussi une très bonne corrélation entre la réduction des longueurs des traces confinées horizontales et celles des traces projetées (Fig. 7.VI).

Les traces projetées permettent aussi de dater le passage par les échantillons de l'isotherme 65°C qui représente la limite entre la zone de recuit partiel et la zone de stabilité totale des traces (Wagner, 1988; Wagner et al., 1989). Pour cela, on utilise la fraction des traces spontanées  $c_s$  et induites  $c_i$  dont la longueur est supérieure à 10  $\mu\text{m}$  (chapitre III). L'intervalle de variation de  $c_s$  est de 2,76 à 4,11%. Le rapport  $c_s/c_i$  est compris entre 0,23 et 0,34 (tableau 2.VI). Les âges corrigés  $t_f$  calculés en utilisant l'équation 13.3, donnent des valeurs entre 33 Ma et 46 Ma. Là encore, on peut considérer, en tenant compte de l'incertitude sur ces âges, qu'ils ne sont pas significativement différents. L'âge moyen pondéré est de  $38 \pm 3$  Ma.

## 5-DISCUSSION

### 5.1- SIGNIFICATION DE L'ÂGE $t_0$

Les datations radiochronologiques effectuées dans les granitoïdes des Jebilet (tableau 4.VI) montrent que les âges Rb/Sr obtenus sur roche totale ou sur biotite s'échelonnent entre  $296 \pm 3$  et  $332 \pm 5$  Ma. Ce dernier âge est obtenu sur une isochrone reliant tous les faciès du granite de Bramram y compris le greisen dont le rapport Rb/Sr est très élevé (Mrini, 1985).

Les âges apparents traces de fission, ainsi que leur correction pour le début d'enregistrement des traces correspondant à une température de 130°C environ, sont significativement plus jeunes que les âges Rb/Sr cités ci-dessus. Les distributions des longueurs des traces confinées horizontales permettent de cerner l'histoire thermique des apatites du socle (Gleadow et al., 1986). Ainsi, les figures 4.VI et 5.VI montrent des distributions unimodales où la longueur moyenne des traces confinées horizontales est comprise entre 12,12 et 12,55  $\mu\text{m}$  avec des écart-types variant entre 1,51 et 1,75  $\mu\text{m}$  sauf pour l'échantillon OA3 pour lequel on obtient une longueur moyenne plus faible de  $11,58 \pm 2,17 \mu\text{m}$ . Ces distributions unimodales sont typiques de celles obtenues sur des apatites de socle non perturbées c'est à dire ayant subi un refroidissement monotone (Gleadow et al., 1986).

De plus, l'absence de traces fossiles de longueur inférieure à 7-8  $\mu\text{m}$  montre que les échantillons datés n'ont passé qu'un temps très court dans la partie inférieure de la ZRP, c'est à dire



Echantillon	Age apparent (Ma) $\pm 1\sigma$	$l$ moyenne ( $\mu\text{m}$ ) $\pm \sigma$	Age corrigé (Ma) $\pm 1\sigma$
B16	158 $\pm$ 31	12,53 $\pm$ 0,13	189 $\pm$ 37
B13	125 $\pm$ 10	12,12 $\pm$ 0,29	155 $\pm$ 13
JB3	149 $\pm$ 11	12,55 $\pm$ 0,11	178 $\pm$ 13
OA3	149 $\pm$ 14	11,58 $\pm$ 0,12	193 $\pm$ 18
KS1	139 $\pm$ 4	12,28 $\pm$ 0,13	169 $\pm$ 5

Tableau 3. VI- Ages corrigés par les longueurs moyennes des traces confinées horizontales. La longueur moyenne des traces confinées fossiles le Fish Canyon Tuff est de 14,98  $\mu\text{m}$  (Omar et al., 1989).

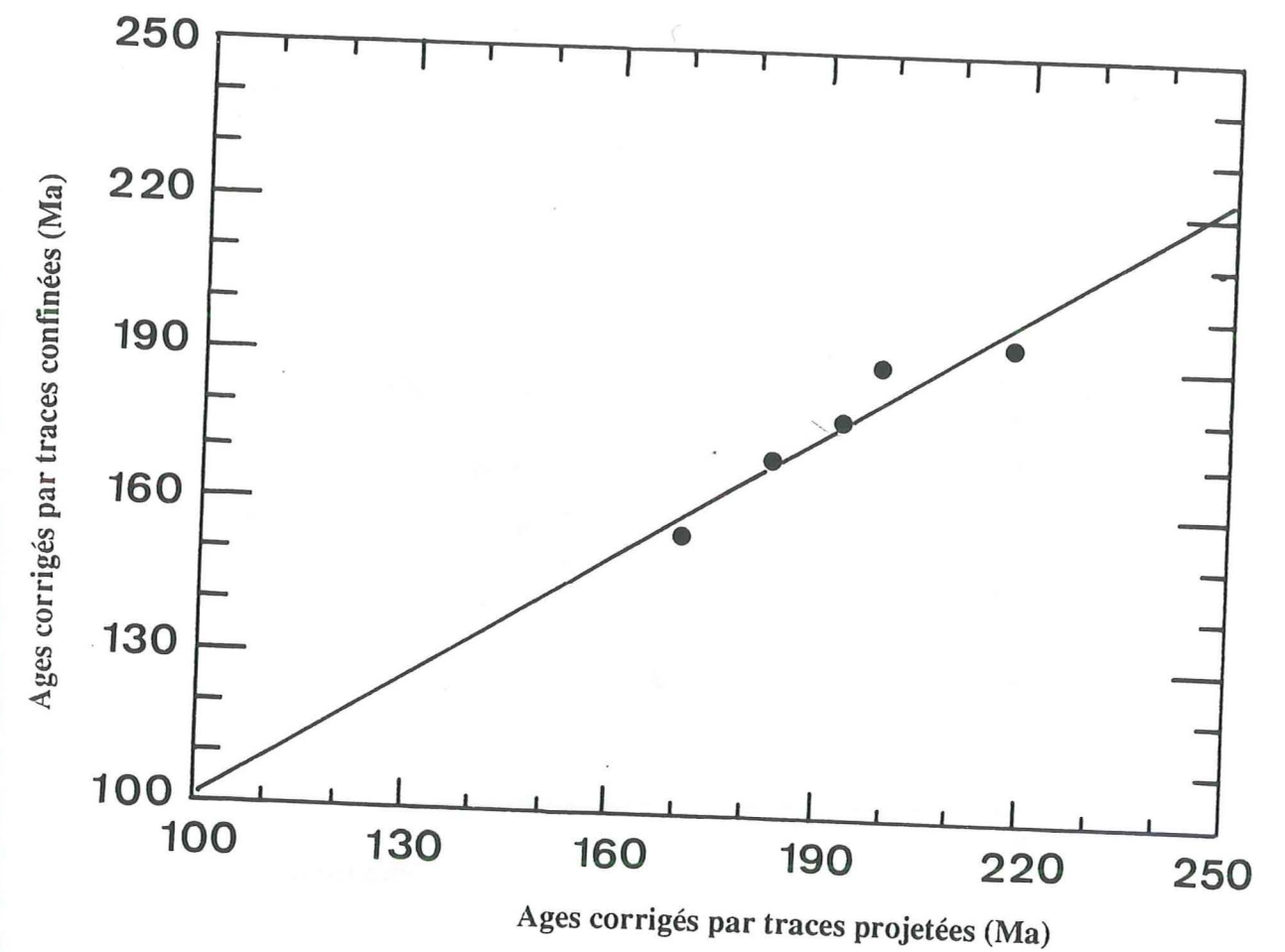


Fig. 6.VI: Courbe de corrélation des âges corrigés  $t_0$  par les longueurs des traces confinées horizontales et les longueurs projetées des traces.



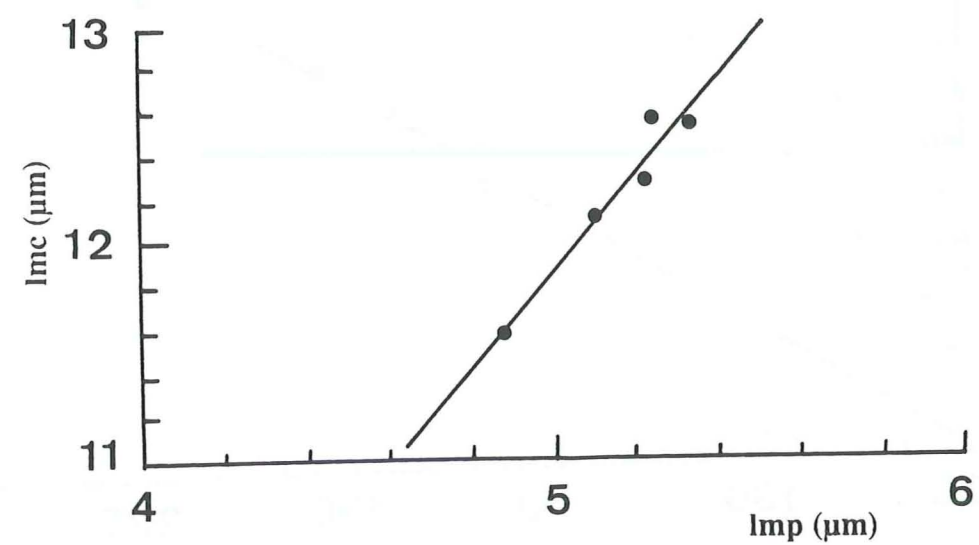


Fig. 7.VI: Corrélation entre les longueurs moyennes des traces confinées (lmc) et les longueurs moyennes des traces projetées (lmp).

Granite	Chronomètre utilisé	Age (Ma)	Référence
Jebilet	Biotite	296 ± 3	Charlot et al., 1967
Bramram	Biotite	297 ± 9	Tisserant, 1977
Bramram	Roche totale	296 ± 6	Tisserant, 1977
Oulad Ouaslam	Roche totale	319 ± 10	Tisserant, 1977
Bramram	Roche totale	332 ± 5	Mrini, 1985

Tableau 4.VI- Ages Rb/Sr effectués sur les granites des Jebilet



qu'ils ont rapidement refroidi entre plus de 130°C et moins de 90°C.

La distribution des longueurs de traces de l'échantillon OA3 présente une allure légèrement différente, avec la présence de traces plus courtes, jusque vers 4 µm. Si l'histoire thermique de ces apatites avait été la même que celle des autres, une telle différence de comportement pourrait être attribuable à une différence de composition chimique. On sait en effet que, pour des températures supérieures à 90 °C, la stabilité des traces est moindre dans les fluorapatites que dans les chlorapatites. Une analyse à la microsonde électronique des apatites OA3, KS1, B16, et JB3, n'a toutefois pas révélé de différences notables dans le rapport F/F+Cl, bien que OA3 est légèrement plus chlorée que les autres.

Il est toutefois possible que les apatites OA3 n'aient pas connu exactement la même histoire thermique que les autres apatites datées dans ce travail. Les premières apatites ont été prises au contact d'un filon quartzo-carbonaté d'âge inconnu, mais appartenant à un ensemble tardif recoupant toutes les structures hercyniennes. Il s'agirait donc d'une manifestation hydrothermale tardi à post-hercynienne.

Si les filons quartzo-carbonatés se sont mis en place à une température supérieure à 130°C, on pourrait affirmer qu'ils sont d'âge anté-liasiques. La distribution des longueurs des traces fossiles ne semblerait pas favoriser cette hypothèse. Un âge de mise en place post-liasique, mais à une température inférieure à 130°C, aurait pu affecter les longueurs des traces fossiles de ces apatites. La température maximale de mise en place, de 130°C, est fixée par l'âge  $t_0$  de ces apatites de  $218 \pm 23$  Ma, concordant avec ceux des autres apatites du massif. Une étude des températures d'homogénéisation des inclusions fluides des minéraux filoniens permettrait de choisir définitivement entre ces deux hypothèses.

Nos résultats indiquent donc, en tout état de cause, que sur une coupe méridienne Marrakech-Sidi Bou Othmane, le dernier refroidissement au dessous de 130°C se serait donc produit il y a environ 186 Ma. Si l'on considère un gradient géothermique de 30°C/km, cela signifie qu'à la fin du Lias, nos échantillons étaient enfouis sous au moins 3,6 km d'un matériel constitué par le toit du socle hercynien et d'un ensemble sédimentaire méso-cénozoïque (si l'on admet une température de 20°C en surface).

Cette hypothèse paraît cependant difficile à soutenir. En effet, les Jebilet ne paraissent pas avoir été le siège d'une sédimentation permo-triasique très importante. Celle-ci n'est présente que dans les secteurs occidental et oriental du massif (Fig. 2.VI), où elle remplit des grabens étroits. L'épaisseur de la couverture triasique n'est pas connue. On sait que dans la plaine de Chemaïa (au NW du massif), elle serait d'au moins 750 m. Par ailleurs, dans les bassins de la Bahira et du Haouz, situés respectivement au Nord et au Sud du massif des Jebilet, l'épaisseur totale des sédiments méso-cénozoïques serait au maximum de 1000 m (Bernardin, 1989).

L'hypothèse d'un gradient géothermique de 30°C/km au Lias semble donc peu réaliste.

Une deuxième hypothèse envisageable est de considérer un gradient géothermique anormal lié à l'ouverture de l'Atlantique central. La phase préliminaire du rifting a duré de 230-220 Ma à 180 Ma (Laville, 1985). Cette phase s'est traduite par:

- l'apparition de failles normales qui affectent les bassins triasiques, essentiellement dans

les Jebilet occidentales où leur rejet atteint au moins 750 m (Huvelin, 1977);

- un volcanisme basaltique au Trias supérieur infra-Lias daté à 180-190 Ma;
- l'apparition localement de paragenèses anchizontales dans les terrains triasiques du couloir d'Argana (Haut Atlas occidental);

- un rajeunissement partiel des âges K/Ar à 224 Ma, obtenus sur des micas issus du métamorphisme hercynien dans le socle paléozoïque (Ferrandini et al. 1991).

Une remontée spectaculaire des isothermes lors du rifting engendrant un gradient géothermique élevé a été observée, par ses effets sur les âges traces de fission dans plusieurs régions du monde notamment au Libéria, dans le Sud-est de l'Australie et le long de la marge occidentale du golfe de Suez. Au Libéria (Hedge et al., 1975), l'effet du réchauffement dû à l'ouverture de l'Atlantique central a affecté les âges traces de fission sur apatites jusqu'à une distance d'au moins 80 km de la côte atlantique. Au SE de l'Australie (Moore et al., 1986), l'effet thermique de l'ouverture de la mer de Tasmanie a rajeuni les âges traces de fission sur apatite jusqu'à une distance de 130 km environ, impliquant un gradient géothermique d'environ 40 à 50°C/km. Des études par traces de fission effectuées sur la marge ouest de la Mer Rouge en Egypte (Omar et al., 1987, 1989) ont montré que la phase de soulèvement au SE du désert d'Egypte, liée au rifting qui a débuté à l'Oligocène supérieur, a été accompagnée de gradients géothermiques très élevés atteignant 40 à 54°C/km.

Les âges corrigés  $t_0$  des apatites des Jebilet coïncident avec la fin de la phase de rifting préliminaire de l'Atlantique central. Considérant que les Jebilet ont pu être affectées d'un gradient géothermique élevé, d'au moins 50°C/km, lié à cette ouverture océanique, nos échantillons ne devaient se trouver qu'à une profondeur inférieure à 2,2 km sous la surface topographique moyenne, estimation qui s'accorde mieux avec les données géologiques.

## 5.2- INTERPRETATION DE L'AGE $t_f$

L'âge  $t_f$  de  $38 \pm 3$  Ma (Eocène supérieur) situe le refroidissement ultime, à moins de 65°C, des apatites du profil étudié à l'Eocène supérieur, c'est à dire à la fin de la phase atlasique majeure. Ainsi que nous l'avons vu précédemment, c'est essentiellement à cette phase que le massif des Jebilet a acquis sa structuration finale et sa surrection (Huvelin, 1977).

Contrairement à ce qui se passe au Lias, il n'est pas possible que lors de la tectonique éocène, le gradient géothermique ait été de l'ordre de 30°C/km. Une telle valeur impliquerait en effet une surcharge de l'ordre de 1,5 km (sédiments permo-triasiques + matériel hercynien) au dessus de nos échantillons au cours de l'Eocène. Cette charge pourrait être réduite à 1,1 km avec un gradient de 40°C/km (toujours en prenant pour température en surface 20°C).

L'âge de  $38 \pm 3$  Ma pourrait donc correspondre à un refroidissement causé par l'exhumation du massif des Jebilet lors de la phase atlasique de la tectonique alpine.

## 5.3- HISTOIRE THERMIQUE POST-HERCYNIENNE DES JEBILET CENTRALES



Les 7 échantillons prélevés selon une direction NS au travers du massif des Jebilet ont connu essentiellement la même histoire thermique:

1- Lors de la pénéplanation de la chaîne hercynienne, nos échantillons parviennent à une faible distance de la surface d'érosion.

2- A partir du Westphalo-Permien, avec le dépôt des conglomérats, et durant le Permo-Trias, ces échantillons sont progressivement enfouis, peut être jusqu'à une profondeur de l'ordre de 1,5 km. En même temps, le gradient géothermique augmente, avec les débuts de l'ouverture de l'Océan Atlantique central. A partir de l'ouverture franche de cet océan, le gradient géothermique diminue, vers 190 Ma, et les traces commencent à être enregistrées. Très rapidement, en raison d'un refroidissement accéléré, peut être facilité en partie par un premier soulèvement, les apatites sont portées dans la zone de recuit partiel à une température inférieure à 90°C.

3- Des filons quartzo-carbonatés tardifs, probablement post-hercyniens, se mettent en place pendant cette période et affectent les premières traces des apatites granitiques adjacentes, d'où un raccourcissement marqué, jusque vers 4  $\mu\text{m}$ , des traces confinées, comme les apatites OA3. L'évolution de la température entre 190 Ma et 40 Ma est difficile à reconstituer puisque chaque échantillon est soumis d'une part à un refroidissement dû à la migration vers la profondeur des isothermes, conséquence du refroidissement postérieur à l'ouverture océanique et d'autre part à une augmentation due à son enfouissement progressif sous les sédiments jurassico-crétacés.

## 6- CONCLUSION

D'un point de vue géologique, cette étude préliminaire du massif des Jebilet montre que:

1- comme dans d'autres régions du monde, l'ouverture d'un océan a fait sentir ses effets thermiques jusqu'à une distance considérable de 140 km du bord externe du plateau continental (Fig. 1.VI). Un gradient géothermique d'environ 50°C/km s'est manifesté lors de la séparation Amérique du Nord-Afrique au niveau des Jebilet.

2- la phase éocène de la tectonique alpine est marquée thermiquement par le passage au dessous de 65°C il y a environ 38 Ma des roches de la coupe étudiée.

Il serait intéressant d'étendre ce type de travail aux secteurs les plus occidentaux et les plus orientaux des Jebilet ainsi qu'aux autres massifs hercyniens situés plus au Nord. Une extension des mesures d'âges TF pourrait éventuellement permettre de mettre en évidence des histoires d'exhumation différentielles entre différents blocs tectoniques des Jebilet.

D'un point de vue analytique, les densités de traces spontanées largement supérieures à celles rencontrées dans le massif de l'Argentera nous ont permis d'appliquer deux modes de correction d'âges, respectivement par les traces confinées et les traces projetées, pour la détermination de l'âge  $t_0$  du début d'enregistrement des traces. Les résultats sont très satisfaisants, puisque pratiquement indiscernables. Il est important de noter que c'est la première fois que ces deux corrections d'âge sont appliquées sur les mêmes échantillons et le résultat en est très rassurant. Il semble toutefois qu'il existe une légère différence systématique (< 10%) dans la valeur des âges  $t_0$  pour l'une et l'autre de ces méthodes et l'une des tâches importantes dans le futur sera de comprendre les raisons de cette différence.

## CONCLUSION GENERALE

*La méthode de datation par les traces de fission nécessite la connaissance de la teneur en uranium des minéraux datés. Pour cela, une irradiation aux neutrons thermiques en réacteur nucléaire de ces minéraux s'avère nécessaire pour provoquer la fission induite de  $^{235}\text{U}$ . La détermination de la dose de neutrons thermiques reçue par l'échantillon exige, au préalable, la calibration de la position d'irradiation. Cette calibration est réalisée par l'étude des variations spatiales du flux neutronique à l'intérieur du furet et la datation de standards géologiques d'âges connus irradiés dans cette position.*

*L'étude des gradients de flux à l'intérieur des furets dans les positions d'irradiation utilisées dans ce travail a montré que dans la position V3 du réacteur RHF (ILL, Grenoble), une variation continue du flux neutronique inférieure à 1%/cm a été observée le long du furet. En revanche, dans la position P1 du réacteur Orphée (CEN, Saclay) aucun gradient de flux n'a été décelé quelle que soit la position des moniteurs de verre NIST dans le furet. Cette étude a également montré la nécessité d'utiliser pour chaque irradiation plusieurs moniteurs disposés en positions axiales différentes afin de mieux cerner la détermination de la dose de neutrons reçue par chaque échantillon.*

*La datation de standards géologiques est aussi indispensable. La méthode de datation par les traces de fission est une méthode dite "par comparaison", comme par exemple la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . On doit en effet procéder à la détermination d'un facteur de calibration par comparaison avec un standard géologique. Nous avons utilisé à cet effet les apatites du Fish Canyon Tuff (FCT). Nous avons aussi vérifié que notre facteur de calibration était le même pour les deux réacteurs.*

*L'analyse des datations par les traces de fission sur les apatites du massif de l'Argentera-Mercantour a permis de mettre en évidence une zone de recuit partiel (ZRP) fossile soulevée dont la base se trouve actuellement à 1200 m d'altitude du côté SW et 1400 m du côté NE. Le sommet de cette zone a été érodé. Les âges du début de l'enregistrement des traces de fission  $t_0$  montrent que les échantillons de la paléo-ZRP ont franchi l'isotherme 130°C avec un taux apparent de dénudation de 0,15 à 0,20 mm/an entre 10 et 3 Ma.*

*Vers 3 Ma, la surrection du massif aurait commencé indiquée par la rupture de pente des âges apparents où les échantillons dont l'altitude est inférieure à 1200 m (SW) et 1400 m (NE) ont franchi cet isotherme de 130°C en même temps. Entre 3 Ma et 0,5-0,7 Ma, le taux apparent de dénudation aurait été de  $0,6 \pm 0,1$  mm/an du côté SW et  $0,9 \pm 0,2$  mm/an du côté NE. Depuis cette période on assiste à une augmentation du taux de surrection-érosion qui atteint plus de 1 mm/an. Les isothermes 130°C et 65°C qui délimitent la zone de recuit partiel sont subhorizontaux ce qui indique que le massif s'est soulevé verticalement depuis le Pliocène sans basculement. Les décrochements dextres de direction N 120-140 qui traversent tout le massif (et sa couverture) ne sont pas décelés par les âges TF indiquant que leur rejet vertical n'aurait pas dépassé 200 m.*

*Dans le massif hercynien des Jebilet, deux phénomènes majeurs ont été datés. Les âges corrigés  $t_0$  pour le début d'enregistrement des traces de  $186 \pm 6$  Ma datent la fin de la phase préliminaire de l'ouverture de l'Océan Atlantique dont les effets thermiques se sont fait sentir jusqu'à une distance*



de 140 km environ du bord externe du plateau continental.

Les âges  $t_f$  de  $38 \pm 3$  Ma, qui datent le passage de l'isotherme  $65^\circ\text{C}$  par les échantillons marquent la fin de la phase alpine atlasique majeure datée de l'Eocène moyen et qui est responsable de la surrection du massif des Jebilet.

## LISTE DES TABLEAUX

### CHAPITRE I

Tableau 1.I:	Numéros atomiques des ions les plus légers donnant des traces révélables dans les DSTN les plus fréquemment utilisés dans les applications aux Sciences de la Terre.....	5
Tableau 2.I:	Matériaux susceptibles d'enregistrer les traces de fission nucléaires en fonction de leur résistivité.....	8
Tableau 3.I:	Sources de traces nucléaires dans les minéraux terrestres.....	12
Tableau 4.I:	Réactifs et conditions d'attaques chimiques des traces de fission pour quelques minéraux et verres.....	16

### CHAPITRE II

Tableau 1.II:	Valeurs moyennes des fluences neutroniques pour les verres standards SRM 962a.....	39
Tableau 2.II:	Valeurs de la constante de fission spontanée de l'uranium 238 de 1940 à 1981.....	42
Tableau 3.II:	Principaux standards d'âges utilisés en traces de fission.....	46
Tableau 4.II:	Domaines d'applications de la méthode des traces de fission pour quelques-unes des espèces minérales les plus fréquemment utilisées, en fonction de leurs teneurs en uranium.....	51

### CHAPITRE III

Tableau 1.III:	Influence des facteurs physico-chimiques de l'environnement sur la stabilité des traces de fission.....	54
----------------	---	----

### CHAPITRE IV

Tableau 1.IV:	a): Fluences déterminées dans le reacteur du NIST pour les verres étalons par les moniteurs Au et Cu; b): Cadmium ratios pour l'Or et le Cuivre dans les positions RT-3 et RT-4.....	97
Tableau 2.IV:	Densités de traces de fission dans les verres étalons du NIST 962a et 963a et dans leurs détecteurs externes micas muscovite.....	98
Tableau 3.IV:	Taux de production des traces pour les moniteurs 962a et 963a irradiés dans les positions RT-3 et RT-4.....	99
Tableau 4.IV:	Densités de traces de fission induites ( $\rho$ ) dans les micas associés aux moniteurs NIST 962/612 de l'irradiation 86-2 effectuée à Mélusine (CEN Grenoble) et fluences neutroniques associées.....	101



## LISTE DES FIGURES

### CHAPITRE I

Fig. 1.I:	Photographie prise au microscope électronique à transmission, des traces latentes de fragments de fission de $^{238}\text{U}$ dans un mica.....	3
Fig. 2.I:	Relation entre l'ionisation primaire, J, et la vitesse normalisée à celle de la lumière, de différents ions lourds.....	7
Fig. 3.I:	Modèle du "pic d'explosion ionique" pour la formation des traces dans les solides inorganiques.....	9
Fig. 4.I:	Représentation schématique de la structure du dommage d'une trace latente déduite de l'analyse de la diffraction des rayons -X aux petits angles.....	11
Fig. 5.I:	Exemple de fission de noyau de $^{235}\text{U}$ .....	14
Fig. 6.I:	Courbe de rendement de la fission de $^{235}\text{U}$ induite par neutrons thermiques.....	15
Fig. 7.I:	Géométrie d'une trace montrant les paramètres de révélation à $V_T$ constante.....	18
Fig. 8.I:	Photographies de traces de rayonnements cosmiques révélés sur la surface interne d'une visière de casque spatial d'un astronaute Apollo.....	21
Fig. 9.I:	Traces de fission induite dans une obsidienne (Macusanite) du SE du Pérou.....	22
Fig. 10.I:	Traces de fission fossiles sur une section basale d'apatite.....	23
Fig. 11.I:	Traces de fission fossiles observées sur une section prismatique d'apatite.....	24
Fig. 12.I:	Géométrie d'une source épaisse de traces.....	26

### CHAPITRE II

Fig. 1.II:	Décroissance de l'élément père P en fonction du temps.....	32
Fig. 2.II:	Kit commercialisé par le NIST pour la mesure des fluences neutronique au moyen de pastilles de verres standards renfermant une quantité connue d'uranium.....	37
Fig. 3.II:	Schéma montrant le montage réalisé dans le furet du réacteur du NIST pour la calibration des verres moniteurs.....	38
Fig. 4.II:	Sections efficaces pour la capture des neutrons pour le Cu, le Co et l'Au en fonction de leur énergie exprimée en eV.....	40
Fig. 5.II:	Représentation schématique des principales procédures de datation par TF.....	47

Tableau 5.IV:	Fluences spatiales normalisées dans le furet d'irradiation du réacteur MELUSINE (Grenoble).....	102
Tableau 6.IV:	Gradient des densités des traces induites $\rho$ dans les micas associés aux moniteurs 962/612 et fluences normalisées dans la position V3 du réacteur RHF (ILL) pour l'irradiation 87-1.....	106
Tableau 7.IV:	Gradients de densités de traces de fission induite ( $\rho$ ) dans les moniteurs du NIST 962/612 et des fluences neutroniques $\Phi$ dans le furet d'irradiation (ILL 89-5).....	109
Tableau 8.IV:	Gradients des densités de traces induites ( $\rho$ ) dans les moniteurs 962 pour l'irradiation 88-5 et les fluences de neutrons ( $\Phi$ ) respectives.....	112
Tableau 9.IV:	Densités de traces de fission induites $\rho$ dans les micas de l'irradiation 89-4 effectuées à Orphée et les fluences des neutrons respectives $\Phi$ .....	114
Tableau 10.IV:	Datation des apatites 2520 ayant subi des recuits isochrones pendant une heure.....	118
Tableau 11.IV:	Âges de référence des obsidiennes standards.....	121
Tableau 12.IV:	Datation d'obsidiennes irradiées dans la position V3 du réacteur RHF (irradiation 87-3).....	122
Tableau 13.IV:	Âges moyens pondérés déterminés à partir des mesures effectuées par les groupes de Pise et de Grenoble.....	123

### CHAPITRE V

Tableau 1.V:	Fluence analysis.....	131
Tableau 2.V:	Fission track data for the Fish Canyon Tuff apatites.....	132
Tableau 3.V:	Projected induced track length of apatites from the Argentera Massif.....	134
Tableau 4.V:	Apparent fission track age data of the Argentera massif apatites.....	136
Tableau 5.V:	Projected track length measurements on Argentera apatites and Fish Canyon Tuff.....	141
Tableau 6.V:	Corrected fission track ages $t_0$ of Argentera apatites.....	145

### CHAPITRE VI

Tableau 1.VI:	Datation par traces de fission des apatites des Jebilet (Maroc), résultats analytiques.....	159
Tableau 2.VI:	Mesures des longueurs projetées des traces de fission dans les apatites des granitoïdes des Jebilet et les âges corrigés en dessous des isothermes $60^\circ\text{C}$ ( $t_i$ ) et $130^\circ\text{C}$ ( $t_j$ ).....	160
Tableau 3.VI:	Âges corrigés par les longueurs moyennes des traces confinées horizontales.....	164
Tableau 4.VI:	Âges Rb/Sr effectués sur les granites des Jebilet.....	167



### CHAPITRE III

Fig. 1.III: Température nécessaire pour obtenir un recuit total des traces pour une durée de chauffage de 1 heure pour différents minéraux et verres.....	56
Fig. 2.III: Traces partielles et traces confinées et leur mesures des longueurs projetées.....	58
Fig. 3.III: Caractéristiques de recuit des traces de fission d'une apatite.....	60
Fig. 4.III: Courbes d'Arrhénius extrapolées à l'échelle des temps géologiques.....	61
Fig. 5.III: Relation entre l'âge apparent traces de fission et la composition chimique, pour des apatites détritiques prélevées dans le puit de forage Flaxman's 1 à une profondeur de 2585m, (bassin d'Otway, Australie).....	62
Fig. 6.III: Distribution azimutale par rapport à l'axe c, du nombre des traces induites révélées dans une apatite ayant subi des degrés de recuit croissants.....	64
Fig. 7.III: Variations des longueurs des traces confinées dans une apatite de Durango en fonction de l'angle que font les traces avec l'axe c du cristal.....	65
Fig. 8.III: Distributions des longueurs de traces confinées dans les apatites de Durango.....	66
Fig. 9.III: Ecart-types des distributions des longueurs de traces confinées en fonction de la longueur moyenne résiduelle après un traitement thermique.....	67
Fig.10.III: Distributions des longueurs de traces confinées dans les apatites volcaniques des sédiments du bassin d'Otway.....	69
Fig.11.III: Définition de la température de fermeture.....	70
Fig.12.III: Substitution d'une courbe de refroidissement continu et monotone d'un minéral par une série d'épisodes isothermes de recuit des traces de fission.....	72
Fig.13.III: Accumulation du nombre de traces (traits pleins) dans un minéral (grenat) à taux de refroidissement constant, depuis une température de 500°C.....	75
Fig.14.III: Variations des âges traces de fission apparents en fonction de l'augmentation de la température donc de la pression dans les puits de forage du bassin d'Otway.....	76
Fig.15.III: Variations des âges traces de fission apparents en fonction de la température dans le champ pétrolier Tejon en Californie.....	78
Fig.16.III: Courbes d'Arrhénius tracées à partir des résultats de datations dans les apatites des puits de forage du bassin d'Otway.....	79
Fig.17.III: Décroissance de l'âge TF sur apatites avec l'augmentation de la température et donc de la profondeur dans une série sédimentaire au moment du maximum d'échauffement.....	80
Fig.18.III: Modèles schématiques de refroidissement des roches .....	82

Fig.19.III: Distribution des longueurs des traces de fission spontanées d'un échantillon qui a subi un événement thermique léger .....	83
Fig.20.III: Principe de la détermination d'un âge plateau isochrone.....	85
Fig.21.III: Recuit en laboratoire des traces de fission fraîchement induites.....	87
Fig.22.III: Relation entre la longueur moyenne des traces confinées et les âges apparents traces de fission sur apatites des puits de forage du bassin d'Otway, Australie.....	89

### CHAPITRE IV

Fig. 1.IV: Schéma montrant la disposition des sandwichs verres-micas muscovites à l'intérieur du furet d'irradiation utilisés pour la calibration du canal T1 du réacteur Mélusine (CEN Grenoble).....	94
Fig. 2.IV: Traces de fission dans un mica muscovite.....	95
Fig. 3.IV: Variation spatiale du flux des neutrons thermiques dans le furet (irradiation 86-2, Mélusine.....	103
Fig. 4.IV: Schéma de montage des verres NIST et leurs micas associés dans le furet en vue de l'irradiation 87-1 dans la position V3 du réacteur RHF (CEN Grenoble).....	105
Fig. 5.IV: Variation spatiale du flux de neutrons dans le furet (irradiation 87.1, RHF).....	107
Fig. 6.IV: Variation axiale du flux de neutrons thermiques dans le furet (irradiation 89.5, RHF).....	108
Fig. 7.IV: Schéma montrant l'arrangement expérimental des sandwichs verres standards-micas associés ayant servi à l'étude des variations axiales du flux des neutrons thermiques pour l'irradiation 88.5 effectuée dans le réacteur Orphée (CEN Saclay).....	111
Fig. 8.IV: Variation axiale du flux neutronique dans le furet (irradiation 88.5, Orphée).....	113
Fig. 9.IV: Variation axiale du flux neutronique dans le furet (irradiation 89.4, Orphée).....	115
Fig.10.IV: Variation axiale du flux neutronique dans le furet (irradiation 91.1, Orphée).....	116
Fig.11.IV: Mesures des densités de traces fossiles et induites des apatites 2520 après une série de recuits en laboratoire, effectuées par différents observateurs.....	119

### CHAPITRE V

Fig. 1.V: Carte des Alpes occidentales.....	125
Fig. 2.V: Schéma structural simplifié du Massif de l'Argentera.....	127
Fig. 3.V: Distribution des longueurs projetées des traces de fission induite dans les apatites de l'Argentera.....	135



Fig. 4.V:	Distribution des âges apparents traces de fission en fonction de l'altitude. a et b respectivement côtés SW et NE de l'Argentera.....	138
Fig. 5.V:	Distribution des longueurs projetées fossiles et induites des apatites de l'échantillon F11 provenant du côté NE du massif de l'Argentera à une altitude de 1830 m.....	140
Fig. 6.V:	Distribution des âges traces de fission corrigés $t_i$ en fonction de l'altitude.....	142
Fig. 7.V:	Courbe de calibration montrant, pour les traces de fission induite, la corrélation entre la réduction des longueurs projetées moyennes des traces et la réduction des densités de traces après une succession de recuits thermiques en laboratoire.....	144
Fig. 8.V:	Distribution des âges corrigés $t_0$ en fonction de l'altitude. Mêmes symboles que la figure 6.....	146
Fig. 9.V:	Distribution des âges $t_0$ (bas) et $t_i$ (haut) des apatites de l'Argentera. Les âges sont en Ma.....	149

## CHAPITRE VI

Fig. 1.VI:	Carte de localisation des Jebilet dans la Meseta marocaine.....	152
Fig. 2.VI:	Croquis structural du massif hercynien des Jebilet (d'après Huvelin 1977).....	154
Fig. 3.VI:	Extrait de la carte géologique des Jebilet centrales montrant les endroits de prélèvement des échantillons datés (d'après Huvelin, 1972; Aarab, 1984; Saquaque, 1985).....	155
Fig. 4.VI:	Distribution des longueurs des traces confinées horizontales pour les apatites des échantillons B16 et JB3.....	161
Fig. 5.VI:	Distribution des longueurs des traces confinées horizontales pour les apatites des échantillons KS1, OA3 et B13.....	162
Fig. 6.VI:	Courbe de corrélation des âges corrigés $t_0$ par les longueurs des traces confinées horizontales et les longueurs projetées des traces.....	165
Fig. 7.VI:	Corrélation entre les longueurs moyennes des traces confinées (lmc) et les longueurs projetées moyennes (lmp).....	166

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AARAB E.(1984). -- Mise en évidence du caractère co-génétique des roches magmatiques basiques et acides dans la série volcano-sédimentaire de Sahrlef (Jebilet, Maroc hercynien). --Thèse de 3ème Cycle (Pétrologie), Université de Nancy I, 144 p.
- AARAB E. et BEAUCHAMP J. (1987). -- Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet Centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentologiques. Implications géodynamiques. --C. R. Acad. Sc. Paris, t. 304, Série II, n° 4.
- AHRENS T. J., FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WOODS R. T. (1970). -- Erasure of fission tracks in glasses and silicates by shock waves. -- *Earth Planet. Sci. Letters*, Vol. 8, p. 420.
- BARDSLEY W. E. (1983a). -- Random error in point counting. -- *Math. Geol.*, Vol. 15, N° 3, pp. 469-475.
- BARDSLEY W. E. (1983b). -- Confidence limits for fission track dating. -- *Math. Geol.*, Vol. 15, N° 6, pp. 649- 658.
- BARDSLEY W. E. (1984). -- Note on confidence bounds for fission track dating with low track counts. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 9, N° 1, pp. 69-70.
- BENJAMIN M.T., JOHNSON N.M. & NAESER C.W. (1987). -- Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission-track dating. -- *Geology*, 15, pp. 680-683.
- BERNARDIN C. (1988). -- Interprétation gravimétrique et structure profonde de la meseta marocaine et de sa marge atlantique. --*Tra. Lab. Sci. Terre, St. Jérôme, Marseille*, 29, 162 p.
- BETHE H. A. (1930). -- Theory of the passage of rapid corpuscular rays through matter. -- *Ann. Physik*, 5, pp. 325- 400.
- BHANDARI N., BHAT S., LAL D., RAJAGOPALAN G., TAMHANE A. S. & VENKATAVARADAN V. S. (1971). -- Fission fragment tracks in apatite: recordable track length. -- *Earth planet. Sci. Letters*, Vol. 13, pp. 191-199.



**BIGAZZI G. (1967).** -- Length of fission tracks and age of muscovite samples. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.3, pp. 334-338.

**BIGAZZI G. (1981).** -- The problem of the decay constant  $\lambda_f$  of  $^{238}\text{U}$ . -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° (1-2), pp. 35-44.

**BIGAZZI G., BONADONNA F. & NETO J. C. H. (1986).** -- Contribution to statistics in fission-track counting. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 11, N° 3, pp. 123-136.

**BIGAZZI G., DOMPNIER E., HADLER NETO J. C., POUPEAU G. & VULLIEZ E. (1988a).** -- A Reactor Intercalibration for Fission Track-Dating and Uranium Micromapping. -- *Nucl. Tracks. Rad. Meas.*, Vol. 15, pp. 755-757.

**BIGAZZI G., HADLER NETO J. C., NORELLI P., OSORIO ARAYA A. M., PAULINO R., POUPEAU G. & STELLA DE NAVIA L. (1988b).** -- Dating of Glass: The Importance of Correctly Identifying Fission tracks. -- *Nucl. Tracks. Rad. Meas.*, Vol. 15, pp. 711-714.

**BOGDANOFF S. (1980).** -- Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). -- *Thèse, Orsay*, 316 p.

**BOGDANOFF S. (1986).** -- Evolution de la partie occidentale du Massif cristallin externe de l'Argentera. place dans l'Arc Alpin. -- *Géologie de France*, N° 4, 433-453.

**BOGDANOFF S. & SCOTT J.J. (1977).** -- Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du sud de l'Argentera. -- *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX, N°4, pp. 909-916.

**BOGDANOFF S. & PLOQUIN A. (1979).** -- Les migmatites et les gneiss du Massif de l'Argentera (Alpes Maritimes). Apport de deux coupes géochimiques. -- *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, t. XXII, N° 3, pp. 353-358.

**BORDONARO M., GAILLET J. L. & MICHARD A. (1979).** -- Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc); une corrélation avec la province pyriteuse du sud de l'Espagne. -- *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, pp. 1371-1374.

**BURCHART J., DAKOWSKY M. & GALAZCA J. (1975).** -- A technique to determine extremely high fission track densities. Bull. -- *Acad. Polon. Sci.*, 23, pp. 1-7.

**CALK C. & NAESER C. W. (1973).** -- The thermal effect of a basalt intrusion of fission tracks in quartz monzonite. -- *J. Geol.*, Vol. 81, pp. 189-198.

**CARPENA J. (1984).** -- Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes: relation tectonique-métamorphisme. -- *Thèse d'Université Paris-Sud Orsay*, 200 p.

**CARPENA J. & BOGDANOFF S. (1982).** -- Premiers âges traces de fission sur le couple apatite-zircon dans le Nord-Ouest de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). -- 9ème R.A.S.T., *Pub. Soc. Géol. de France*, 119, Abstract.

**CARPENA J. & MAILHE D. (1985).** -- La méthode des traces de fission: son intérêt en géologie. -- In: *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications. Ed. Masson.*

**CARPENTER B. S. (1974).** -- Calibration glass Standards for fission track use. -- *National Bureau of Standards*, edited by NBS, 260-292, *Special Publication*, Washinton, D.C.

**CARPENTER B. S. (1978).** -- Determination of thermal neutron flux for fission track geochronology. -- *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 78- 701, pp. 60-61.

**CARPENTER B. S. (1984).** -- Calibrated glass standards for fission track use. -- *Standard Reference Materials, NBS Special Publication*, 260-49, Gaithersburg, p.12.

**CHAILLOU D. (1981).** -- Contribution à la méthode de datation par les traces de fission de l'uranium: application sur des apatites du massif armoricain. -- *Thèse 3° Cycle, Paris VII*, 191p.

**CHAILLOU D. & CHAMBAUDET A. (1981a).** -- Statistics on uranium fission track counting. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, pp. 93- 98.

**CHAILLOU D. & CHAMBAUDET A. (1981b).** -- Isothermal plateau method for apatite fission-track dating. -- *Nucl. Tracks Vol. 5*, N° 1-2, pp. 181- 186.

**CHEMSEDDOHA (1986).** -- *Thèse de 3ème cycle. Université de Rennes*, 155 p.

**COWAN G. A. & ADLER H. H. (1976).** -- The variability of the natural abundance of  $^{235}\text{U}$ . -- *Geochim. Acta*, Vol. 40, pp. 1487-1490.

**DARTYGE E., DURAND J. P., LANGEVIN Y. & MAURETTE M. (1978).** -- A new method for investigating the past activity of ancient solar flare cosmic rays over a time scale of a few billion years. -- In: *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, Pergamon, New York*, pp. 2375-2398.



**DODSON M. H. (1979).** -- Theory of cooling ages. -- *Lectures of Isotope Geology, Jäger et Hunziker Ed., Springer-Verlag, Berling, pp. 194-202.*

**DROZD R. J., MORGAN C. M., PODOSEK F. A., POUPEAU G. & TAYLOR J. (1977).** --  $^{244}\text{Pu}$  in the early solar system? *Astrophys. J.*, 212, pp. 567-580.

**DUDDY I. R. & GLEADOW A. J. W. (1982).** -- Thermal history of the Otway basin, Southeastern Australia, from geologic annealing of fission tracks in detrital volcanic apatites (abs). -- *Fission track dating Workshop Abstracts, Fifth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology*, pp. 13-16.

**DUDDY I. R., GREEN P. F. & LASLETT G. M. (1988).** -- Thermal annealing of fission tracks in apatite. 3- Variable temperature annealing. -- *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, 73, pp. 25-38.

**DURRANI S. A. & BULL R. K. (1987).** -- Solid state nuclear track detection (Principles, Methods and applications). -- *Pergamon Press*. 304 p.

**EL HASSANI A. (1980).** -- Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othmane (Maroc), contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales. -- *Thèse du 3ème Cycle, Université d'Aix-Marseille*, 111 p.

**FAURE G. (1986).** -- Principle of isotope geology. -- *Eds. John Wiley & Sons*.

**FAURE-MURET A. (1955).** -- Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mem. Carte Géol. de France*, 336 p.

**FERRANDINI J., AMRHAR M., BONHOMME M. G., CORNEE J. J. et VIVIER G. (1991).** -- Premières données sur un magmatisme des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyse K/Ar). -- *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, Série II*, pp. 1351-1357.

**FERRARA G. & MALADORA R. (1969).** -- Radiometric age of granitic rocks from the Argentera Massif (Martime Alps). -- *Bull. Soc. Geol. It.* 88, 311-320.

**FITZGERALD P. G., SANDIFORD M., BARRET P. J. & GLEADOW A. J. W. (1986).** -- Asymmetric extension associated with uplift and subsidence in the Transantarctic Mountains and Ross Embayment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 81, pp. 67-78.

**FITZGERALD P. G. & GLEADOW A. J. W. (1988).** -- Fission track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic mountains in Northern Victoria Land, Antarctica. -- *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 73, pp. 169-198.

**FITZGERALD P. G. & GLEADOW A. J. W. (1990).** -- New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains. -- *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, pp. 351-357.

**FLEISCHER R. L. & PRICE P. B. (1963a).** -- Tracks of charged particles in high polymers. -- *Science*, 140, p. 1221.

**FLEISCHER R. L. & PRICE P. B. (1963b).** -- Fission fragment tracks in glass. -- *J. Appl. Phys.*, 34, p. 2903.

**FLEISCHER R. L. & PRICE P. B. (1964a).** -- Glass dating by fission fragment tracks. -- *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 331-339.

**FLEISCHER R. L. & PRICE P. B. (1964b).** -- Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. -- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, pp. 1705-1714.

**FLEISCHER R. L. & PRICE P. B. (1964c).** -- Fission track evidence for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. -- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, pp. 755-760.

**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WALKER, R. M. (1964a).** -- Fission track ages of zircons. -- *J. Geophys. Res.*, 69, pp. 4885-4888.

**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WALKER R. M. (1964b).** -- Fission track ages and track annealing Behaviour of some micas. -- *Science*, 143, pp. 349-351.

**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WALKER R. M. (1965a).** -- Ion explosion spike mechanism for formation of charged-particle tracks in solids. -- *J. Appl. Physics*, Vol. 36, N° 11, pp. 3645-3652.

**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WALKER R. M. (1965b).** -- Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. -- *J. Geophys. Res.*, Vol. 70, pp. 1497-1502.



**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. WALKER R. M. & HUBBARD E. L. (1967a).** -- Criterion for registration in various solid state nuclear track detectors. -- *Phys. Rev.*, 133, pp. 1443-1449.

**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WALKER R. M. and HUBBARD E. L. (1967b).** -- Criterion for registration in dielectric track detectors. -- *Phys. Rev.*, 156, pp. 353-355.

**FLEISCHER R. L., PRICE P. B. & WALKER R. M. (1975).** -- Nuclear tracks in solids: principles and applications. -- *University of California Press, Berkeley.*

**FLEISCHER R. L. (1980).** -- Nuclear track production in solids. -- In: "*Progress in materials Science*" (*Chalmers Anniversary Volume*), pp. 97-123, Pergamon, New York.

**FRECHET J. & PAVONI N. (1979).** -- Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. -- *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 72/3, pp. 763-779.

**FRY N. (1989).** -- Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. -- *Alpine Tectonics*, 45, pp. 83-109, Edited by M.P. COWWARD, D. DIETRICH and R.G. PARK, *Geological Society Special Publication.*

**GAILLET J.L. (1979).** -- Sur les relations entre les Schistes du Sarhlef et le Flysch de Kharrouba dans le massif hercynien des Jebilet (Maroc). -- *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, pp. 791-794.

**GALAZCA J. & BURCHART J. (1977).** -- Cumulative isothermal heating (C. I. H.) as a method to correct thermally lowered fission track ages; mathematical models. -- *Bull. Aca. Polon. Sci., série Sci. Terre*, 25, pp. 1-7.

**GALBRAITH R. F. & LASLETT G. M. (1984).** -- On statistical estimation in fission track dating. -- *Math. Geol.*, V. 16, N° 7.

**GALBRAITH R. F. & LASLETT G. M. (1985).** -- Some remarks on statistical estimation in fission track dating. -- *Nuclear Tracks*, 10 (3), pp. 361-363.

**GEISLER F. H., PHILIPS P. R. & WALKER R. M. (1973).** -- Search for super heavy elements in natural and protoirradiated materials. -- *Nature*, 244, pp. 428-429.

**GLEADOW A. J. W. (1980).** -- Fission track dating methods: what are the real alternatives? -- *Proc. Fission Track Dating Workshop, Pisa.*

**GLEADOW A. J. W. (1981).** -- Fission track dating methods: what are the real alternatives? -- *Nuclear Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 3-14.

**GLEADOW A. J. W., HURFORD A. J. & QUAIFE R. D. (1976).** -- Fission track dating of zircon: improved etching techniques. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 33, pp. 273-276.

**GLEADOW A. J. W. & LOVERING J. F. (1977).** -- Geometry factor for external detectors in fission track dating. -- *Nuclear Track Detection*, 1-2, pp. 99-106.

**GLEADOW A. J. W. & BROOKS C. K. (1979).** -- Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions in East Greenland. -- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, pp. 45-60.

**GLEADOW A. J. W. & DUDDY I. R. (1981).** -- A natural long-term annealing experiment for apatite. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 169-174.

**GLEADOW A. J. W. and DUDDY I. R. & LOVERING J. F. (1983).** -- Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. -- *Petrol. Explor. Associ. Aust. J.*, 23, pp. 93-102.

**GLEADOW A. J. W., McKELVEY B. C. & FERGUSON K. U. (1984).** -- Uplift history of the Transantarctic Mountains in the Dry Valleys area, Southern Victoria Land, Antarctica, from apatite fission track ages. -- *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 27, pp. 457-464.

**GLEADOW A. J. W., DUDDY I. R., GREEN P. F. & HEGARTY K. A. (1986a).** -- Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 78, pp. 245-254.

**GLEADOW A. J. W., DUDDY I. R., GREEN P. F. & LOVERING J. F. (1986b).** -- Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. -- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, pp. 405-415.

**GLEADOW A. J. W. & FITZGERALD P. G. (1987).** -- Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, Southern Victoria Land. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 82, pp. 1-14

**GRAHAM R. H. (1978).** -- Quantitative deformation studies on the permian rocks of Alpes-Maitimes. -- *Mém. B.R.G.M. N° 91*, pp. 219-238.



**GREEN P. F. (1980).** -- On the cause of shortening of spontaneous fission tracks in certain minerals. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 4, pp. 90-100.

**GREEN P. F. (1981).** -- A new look at statistics in fission track dating. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N°(1-2), pp. 77-86.

**GREEN P. F. (1981).** -- "Track-In-Track" length measurements in annealed apatites. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 121-128.

**GREEN P. F. (1985).** -- Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene. -- *Chem. Geol.*, 59, pp. 1-22.

**GREEN P. F. (1988).** -- The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 89, pp. 335-352.

**GREEN P. F. & DURRANI S. A. (1977).** -- Annealing studies of tracks in crystals. - *Nucl. Tracks Detect.*, Vol. 1, N° 1, pp. 33-39.

**GREEN P. F. & HURFORD A. J. (1982).** -- Current problems in fission track dating and some possible solutions. -- *Fowler et al. Ed., Pergamon, Oxford*, pp. 403-406.

**GREEN P. F., DUDDY I. R., GLEADOW A. J. W., TINGATE P. R. & LASLETT G. M. (1985).** -- Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the arrhenius plot. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 10, N° 3, pp. 323-328.

**GREEN P. F., DUDDY I. R., GLEADOW A. J. W., TINGATE P. R. & LASLETT G. M. (1986).** -- Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1-A qualitative description. -- *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, pp. 237-253.

**GREEN P. F., DUDDY I. R., GLEADOW A. J. W. & LOVERING J. F. (1989a).** -- Apatite fission track analysis as paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. -- In: N. D. NAESER and T. H. McCULLOH, Eds, *Thermal history of sedimentary basins. Methods and case histories*: New York, Springer-Verlag, p.p. 181-195.

**GREEN P. F., DUDDY I. R., LASLETT G. M., HEGARTY K. A., GLEADOW A. J. W. & LOVERING J. F. (1989b).** -- Thermal annealing of fission tracks in

apatite 4- Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. - *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 79, pp. 155-182.

**GUARDIA P. & IVALDI J.P. (1985).** -- Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes Maritimes): description genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. -- *Bull. Soc. Géol. de France* (8), t. 1, N°3, pp.353-362.

**HAACK U. (1977).** -- The closing temperature for fission track retention in minerals. -- *American Journal of Science*, Vol. 277, pp. 459-464.

**HAMMERSCHMIDT K., & WAGNER M. (1984).** -- Radiometric dating on research drill core Urach III: a contribution to its geothermal history. -- *J. Geophys. Res.*, 54, pp. 97-105.

**HARRISON T.M., ARMSTRONG R.L., NAESER C.W. & HAKAL J.E. (1979).** -- Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex near Prince Rupert, British Columbia. -- *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 400-410.

**HEDGE C. E., MARVIN R.F. & NAESER C.W. (1975).** -- Ages provinces in the basement rocks of Liberia. -- *Jour. Research U. S. Geol. Survey*, Vol. 3, N° 4, pp. 425-429.

**HOLLARD H., HUVELIN P. & MAMET B. (1977).** -- Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la nappe des Jebilet orientales (Maroc). -- *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, t.37, N° 267, pp.7-22.

**HORRENBERGER J.C., MICHARD A. & WERNER P. (1978).** -- Le couloir de décrochement de Bersezio en Haute-Stura, Alpes externes, Italie. Structure de compression sub-méridienne. -- *Sci. Géol. Bull.* 31, pp. 15-20.

**HURFORD A. J. (1986).** -- Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. -- *Contrib. Miner. Petrol.*, 92, pp. 413-427.

**HURFORD A. J. (1990).** -- Standardisation of fission track dating calibration: recommendation by the fission track working group of the I. U. G. S. Subcommission on Geochronology. -- *Chemical Geology (Isotope Geosci. Sect.)*, 80, pp. 171-178.

**HURFORD A. J. & GLEADOW A. J. W. (1977).** -- Calibration of fission track dating parameters. -- *Nucl. Track Detect.*, 1 (1), pp. 41-48.



HURFORD A. J. & GREEN P. F. (1981a). -- A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238  $\lambda_f$  values in fission track dating. -- *Nucl. Tracks*, 5 1/2, pp. 53-61.

HURFORD A. J. & GREEN P. F. (1981b). -- Standards, dosimetry and uranium-238  $\lambda_f$  decay constant: a discussion. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 73-75.

HURFORD A. J. & GREEN P. F. (1982). -- A users' guide to fission track dating calibration. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 59, pp; 343-354.

HURFORD A. J. & GREEN P. F. (1983). -- The zeta age calibration of fission track dating. -- *Isotope Geoscience*, 1, pp. 285-317.

HURFORD A. J., & HAMMERSCHMIDT K. (1985). --  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K/Ar dating of the Bishop and fish canyon tuffs: Calibration ages for Fission-track dating standards. -- *Chem. Geol.*, 58, pp. 23-32.

HURFORD, A. J. & WATKINS R.T. (1987). -- Fission track age of the tuffs of the Buluk Member, Bakate formation, northern Kenya: a suitable fission track age standard. -- *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 66: pp.209-216.

HURFORD A. J. FLISCH M. & JÄGER E. (1989). --Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. -- *Alpine Tectonics*, Coward M.P., Dietrich, D. & Park, R.G.(eds.), *Geological Society Special Publication N° 45*, pp. 369-398.

HUVELIN P. (1966). -- Les déformations tectoniques en bordure du Haut-Atlas au Plio-Villafranchien et leur extension aux Jebilet orientales (Maroc). -- *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262.

HUVELIN P. (1973). -- Mouvements préatlasiques, atlasiques et récents dans les Jebilet et sur leur pourtour. -- *Notes Mem. Serv. géol. Maroc*, 33, n°249, pp. 83-129.

HUVELIN P. (1977). -- Etude Géologique et Gîtologique du Massif Hercynien des Jebilet (Maroc Occidental). -- *Notes et Mém. du Service Géologique*, N° 232 bis.

JAFFAY, A. H., FLYNN K. F., GLENDEWIN L. E., BENTLEY W. C. & ESSLIN A. M. (1971). -- Precision measurements of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . -- *Phys. Rev.*, 4, pp. 1889-1906.

JEAN S. (1985). -- Les grès d'Annot au NW du Massif de l'Argentera-Mercantour : Sédimentologie-Paléographie. -- *Thèse de l'USMG, Grenoble*, 243 p.

JOHNSON N. M., McGEE C. E. & NAESER, C. W. (1979). -- A practical method of estimating standard error of age in the fission track dating method. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 3, pp. 93-99.

KERCKHOVE, C. (1969). -- La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye, (Alpes occidentales). -- *Géol. Alpine*, 45, pp. 5-204.

KLEEMAN, J. D. & LOVERING J.F. (1967). -- Uranium distribution in rocks by fission track registration in lexan plastic. -- *Science*, N. Y. 156, pp. 512-513.

KLEEMAN J. D. & LOVERING J.F. (1967). -- Uranium distribution studies by fission track registration in lexan plastic prints. -- *Atomic Energy (australia)* 10, 4, pp. 3-8.

KOUL S. L. (1979). -- On the fission track dating and annealing behaviour of accessory minerals of eastern Ghats (Andhra Pradesh, India). -- *Radiat. Effects*, 40, pp. 187-192.

KRISHNASWAMI S., LAL D., PRABHU N. & McDOUGALL D. (1974). -- Characteristics of fission tracks in zircons: application to geochronology and cosmology. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 22, pp. 51-59.

LABAUME P., RITZ J.F. & PHILIP H. (1989). -- Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales: leur relation avec la tectonique compressive. -- *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, série II, pp. 1553-1560.

LAGARDE J.L. (1985). -- Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post Viséenne de la meseta marocaine. -- *Hercynica*, I, 1, pp. 29-37.

LAGARDE J.L. (1987). -- *Thèse d'Etat, Université de Rennes*, 371 p.

LAGARDE J.L. & CHOUKROUNE P. (1982). -- Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). -- *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XXIV, pp. 299-307.

LAKATOS S. & MILLER D. S. (1970). -- Water-pressure effects on fission-track annealing in an alpine mica. -- *Earth. Planet. Sci. Lett.*, Vol. 9, p. 77.

LAL N., RAJAN R.S. & TAMHAN K.K. (1969). -- Chemical composition of Z>22 in Cosmic rays using meteoric minerals as detectors. -- *Nature*, 221, p. 33.



LASTETT G.M., GLEADOW A.J.W. & DUDDY I.R. (1984). -- The relationship between fission track length and track density in apatite. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 9, pp. 29-38.

LASLETT G. M., GREEN P. F., DUDDY I. R. & GLEADOW A. J. W. (1987). -- Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2- A quantitative analysis. -- *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 65, pp. 1-13.

LAVILLE E. (1985). -- Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc). -- *Thèse d'Etat, Académie de Montpellier*, 165 p.

LELARGE M. L., MENARD G. & POUPEAU G. (1990). -- Datations par traces de fission du Massif de Belledonne. -- *Abstract - 3ème R.S.T. Pub. Soc. Géol. de France*, p.79.

LELARGE M. L., MENARD G. & POUPEAU G. (1991). -- Fission track dating of apatites from the Belledonne crystalline massif, western Alps. -- *Terra Abstracts*, Vol.3, N°1, pp.502-503.

LELARGE M. L., POUPEAU G. & MENARD G. -- Fission track dating of apatites from the Belledonne crystalline massif, western Alps.(en préparation)

MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C. & ZANELLA E. (1970). -- Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1/50000. -- *Comments, MEM. Soc. Géol. It.*, 9, pp. 557-663.

MANSOUR M., BOGDANOFF S. & POUPEAU G. (1990). -- Datation par traces de fission dans le Massif de l'Argentera. -- *Abstract - 13ème R.S.T. Pub. Soc. Géol. de France*, p.85.

MAURETTE M. (1966). -- Study of the registration of fission fragment tracks in certain substances. -- *J. de Phys.*, 27, pp. 505-512.

MAURETTE M. (1970). -- On some annealing characteristics of heavy ion tracks in silicate minerals. -- *Rad. Effects*, 5, p. 15.

MAURETTE, M. (1976). -- Fossil Nuclear Reactors. -- *Ann. Rev. Nucl. Sci.* 26, pp. 319-350.

McGEE V. E. & JOHNSON N. M. (1979). -- Statistical treatment of experimental errors in the fission track dating method. -- *Math. Geol.*, 11, pp. 255-268.

McGEE V. E. & JOHNSON N. M. (1981). -- On statistical models for fission track counts: comment. -- *Math. Geol.*, 13, pp. 479-484.

McGEE V. E., JOHNSON N. M. & NAESER C. W. (1985). -- Simulated fissioning of uranium and testing of the fission track dating method. -- *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, Vol. 10 (3), pp. 365-379.

MENARD G. (1988). -- Structure cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. -- *Thèse d'Etat de Grenoble*, 268 p.

MERLE O. & BRUN J.P. (1982). -- La nappe du Parpaillon (Flysch à helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye). Histoire de sa déformation et de sa mise en place. -- *9ème R.A.S.T. Paris*.

MEYER A. J. (1990). -- Les traces de fission dans l'apatite: Etude expérimentale et application à l'histoire thermique des bassins sédimentaires. -- *Thèse de l'Institut National Technique de Lorraine*, 178 p.

MICHARD A. (1976). -- Elément de géologie marocaine. -- *Note et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 252, p. 408.

MONIE P. et MALUSKI H. (1983). -- Données géochronologiques  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur le socle antépermien du Massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes-France). *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, N° 2, pp.247-257.

MOORE M. E., GLEADOW A. J. W., LOVERING J. F. (1986). -- Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.78, pp. 255-270.

MRINI Z., (1985). -- Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc: Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). -- *Thèse de 3e cycle, clermont-Ferrand*, 158 p.

MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J. & STURT B. (1979). -- Structure en nappes des Jebilet hercyniennes (Meseta marocaine). -- *10e Coll. afr., Montpellier, rés.*

NAESER C.W. (1967). -- The use of apatite and sphène for fission track age determination. -- *Bull. Soc. Am.*, 78, 1523-1526.



NAESER C.W. (1979). -- Thermal history of sedimentary basins: Fission track dating of subsidence rocks. Scholle, P.A. and Schluger, P.R. (eds): Aspects of Diagenesis. -- *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 26*, pp. 109-112.

NAESER C. W. (1981). -- The fading of fission tracks in the geologic environment: data from deep drill holes. -- *Nucl. Tracks*, 5, pp. 248-250.

NAESER C. W. & FAUL H. (1969). -- Fission track annealing of apatite and sphene. -- *J. Geophys. Res.*, 74, pp. 705-710.

NAESER C. W. & MCKEE E. H. (1970). -- Fission track and K-Ar ages of Tertiary ash-flow tuffs, north-central Nevada. -- *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3375.

NAESER C. W. & FLEISCHER R. L. (1975). -- Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission-track annealing corrections. -- *Geophys. Res. Lett.*, 1, pp. 67-70.

NAESER C. W. & FORBES R. B. (1976a). -- Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes. -- *Trans. Am. Geophys. Union.*, 57, p. 353.

NAESER C. W. & ROSS D. C. (1976b). -- Fission track ages of sphene and apatite of granitic rocks of the Salinian Block, Coast Ranges, California. -- *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 4-4, pp. 415-420.

NAESER C. W., JOHNSON N. M. & MCGEE V. E. (1978). -- A practical method of estimating standard error of age in the fission track dating method. -- *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 78-701, pp. 303-304.

NAESER N. D., NAESER C. W. & McCULLOH T. H. (1990). -- Thermal history of rocks in southern San Joaquin Valley, California: evidence from fission track analysis. -- *A. A. P. G. Bull.*, Vol. 74, N° 1, pp. 13-29.

NAGPAUL K. K., MEHTA P. P. & GUPTA M. L. (1974). -- Annealing studies on radiation damages in biotite, apatite and sphene and corrections for fission track ages. -- *Pure Appl. Geophys.*, 112, pp. 131-139.

NISHIMURA S. (1978). -- On the value of the decay constant for spontaneous fission of uranium-238. -- *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 78-701, pp. 306-307.

NISHIMURA, S. (1981). -- On the fission track dating of tuffs and volcanic ashes. -- *Nucl. Tracks*, Vol. 5, N° 1/2, pp. 157-167.

OMAR G. I., KOHN B. P., LUTZ T. M. & FAUL H. (1987). -- The cooling history of Silurian to Cretaceous alkaline ring complexes, south Eastern Desert, Egypt, as revealed by fission-track analysis. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 83, pp. 94-108.

OMAR G. I., STECKLER M. S., BUCK W.R. and KOHN B. P. (1989). -- Fission-track analysis of basement apatites at the western margin of the Gulf of Suez rift, Egypt: evidence for synchronicity of uplift and subsidence. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 94, pp. 316-328.

PARRISH R. (1982). -- Cenozoic thermal and tectonic history of the coast mountains of British Columbia as revealed by fission-track and geological data. -- *Ph. D. Thesis, University of British Columbia, Vancouver, B.C.*, 166 p.

PARRISH R. (1983). -- Cenozoic thermal evolution and tectonics of the Coast Mountains of British Columbia 1: Fission track dating, apparent uplift rates and patterns of uplift. -- *Tectonics*, 2, pp. 601-631.

PETIT J. C. (1977). -- Contribution de l'étude des dégâts d'irradiation à la compréhension du phénomène d'Oklo. -- *Thèse 3e Cycle, Université Paris VII*.

PIQUE A. & MICHARD M. (1981). -- Les zones structurales du Maroc hercynien. -- *Sci. Géol., Bull.*, 34, 2, pp. 135-146. Strasbourg.

PLIENINGER T., KRÄTSCHMER W. & GENTNER W. (1973). -- Indications for long-time variations in the galactic cosmic ray composition derived from track studies on lunar samples. -- *Proc. Fourth Lunar Sci. Conf. Geochim. Cosmochim. Acta*.

POUPEAU, G. (1981). -- Precision, accuracy and meaning of fission tracks ages. -- *Proc. Earth Planet. sci.*, Vol. 90, N° 4, p.p. 403-436.

POUPEAU G. & CEYLAN V. K. (1982). -- Geochronologie par les traces de fission: datations par les ages-plateaux isothermes. -- *Ciência e cultura*, 34(7), pp. 908-915.

POUPEAU G., PECHER A., BERNHARBIT M. & NOYAN Ö. F. (1991). -- Apatite fission track analysis of the Plio-Quaternary denudation rate in Central Karakorum. -- *C.R. Acad. Sci. Paris*, in press.

POUTCHKOVSKY, A. (1978). -- Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations tectoniques entre les Jébil



occidentales autochtones et centrales allochtones (Meseta marocaine). --Thèse de 3e cycle, Université Aix- Marseille III, St-Jérôme(74 p. , 44 fig., 1 carte).

**PRICE P. B. & WALKER R. M. (1962a).** -- Observations of charged-particle tracks in solids. --- *J. Appl. Physics*, Vol. 33, N° 12, pp. 3400-3406.

**PRICE P. B. & WALKER R. M. (1962b).** -- Chemical etching of charged-particle tracks in solids. -- *J. Appl. Physics*, Vol. 33, N° 12, pp. 3407-3412.

**PRICE P. B. & WALKER R. M. (1963).** -- Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. -- *J. Geophys. Res.*, 68, pp. 4847-4862.

**REIMER G. M., STORZER D. & WAGNER G. M. (1970).** Geometry factor in fission track counting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.9, pp. 401-404.

**ROBERTS J. G., GOLD R. & ARMANI R. J. (1968).** -- Spontaneous fission decay constant of 238U. -- *Phys. Rev.*, 174, pp. 1482-1484.

**ROMAIN J. (1978).** -- Etude pétrographique et structurale de la bordure sud-occidentale du massif de l'Argentera. De St-Martin-Vésubie à la cime du Diable. -- *Thèse de 3ème cycle, Nice*, 300 p.

**SABIL N. (1990).** -- La datation par traces de fission des verres volcaniques: Application à quelques Macusanites du Sud-Est du Pérou. -- *D.G.U.G., Grenoble*, 103 p.

**SABIL N. (1991).** -- Datation par traces de fission et mode de dénudation de la granodiorite de Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). -- *D.E.A. de Géodynamique, Grenoble*.

**SAQUAQUE A. (1985).** -- Déformation et mise en place d'un pluton granitique syncinématique: Exemple du granite hercynien du Bramram-Taboucheent- Bamega. (Jbilet Centrales Maroc). --*Thèse du 3ème Cycle, Université Cadi Ayyad Marrakech*. 144 p.

**SEONG-CHEON SHIN (1987).** -- Etching characteristics of fission tracks in minerals, and fission track dating and calibration of zircon. --*The journal of the geological society of Korea*. Vol.23, No 1, pp.32-52.

**SILK E. C. H. & BARNES R. S. (1959).** -- Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. -- *Phil. Mag.*, 4, pp. 970-972.

**SOUGY J. (1976).** -- Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les Jebilet occidentales et centrales (Meseta marocaine hercynienne). -- *Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, Fr., série B, n° 12*.

**STEIGER R. H. & JAGËR E. (1977).** -- Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.36, pp.359-362.

**STEVEN T. A., MEHNERT H.H. & ORDAVOVICH J. D. (1967).** -- Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. --*U. S. Geol. Serv., Prof. Paper*, 575-D, pp. 47-55.

**STORZER D. & WAGNER G. A. (1969).** -- Correction of thermally lowered fission track ages of tectites. -- *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.5, pp. 463-468.

**STORZER D. & WAGNER, G. A. (1970).** -- A correction method for thermally lowered fission track ages. --*Rad. Effects*, 5, pp. 129-131.

**STORZER D. & POUPEAU G. (1973a).** -- Ages plateaux des minéraux et verres par la méthode des traces de fission. -- *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, pp. 137-139.

**STORZER D. & POUPEAU G. (1973b).** -- Fission track dating of lunar glass spherules. -- *Meteoritics (The Journal of Meteoritical Society)*, Vol. 4, pp. 444-445.

**STORZER D. & SELO M. (1984).** -- Toward a new tool in hydrocarbon resource evaluation: the potential of the apatite fission-track chronometer. Thermal phenomena in sedimentary basins. -- *Durand, B. (Ed.), Tecnip, Paris*, pp. 89-110.

**TAGAMI T. (1984).** -- Geochronological analysis of the Ryoke granitic rocks by means of fission track dating method: Thermal history of the Ryoke Belt. -- *Thesis, Kyoto Univ.*, 89 p.

**TRICART P. (1980).** -- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. -- *Thèse d'Etat, Strasbourg*, 417 p.

**VASLET D. (1978).** -- Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. --*Thèse de 3ème cycle, Caen*, 300 p.

**VERNET J. (1967).** -- Le Massif de l'Argentera. --*Travaux du Laboratoire de Géologie, Grenoble*, pp. 193-216.



VIALON P., ROCHETTE P. & MENARD G. (1989). -- Indentation and rotation in the Western Alpine Arc. -- *From COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (eds). In Alpine Tectonics, Geological Society special Publication, N° 45, pp. 329-338.*

WAGNER, G. A. (1968). -- Fission track dating of apatites. -- *Earth Planet. Sci. Lett., Vol.4, pp. 411-415.*

WAGNER G. A. (1981). -- Fission-track ages and their geological interpretation. -- *Proceedings Nuclear Tracks, pp.15-26.*

WAGNER G. A. (1972). -- The geological interpretation of fission track ages. -- *Trans. Am. Nucl. Soc., 15, pp. 145-153.*

WAGNER G. A. (1988). -- Apatite fission track geochrono-thermometer to 60°C - Projected track length studies. -- *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.), Vol. 72, pp. 145-153.*

WAGNER G. A. & REIMER G. M. (1972). -- Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. -- *Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 14, pp. 263-268.*

WAGNER G. A. & STORZER D. (1972). -- Fission-track-length-reductions in minerals and the history of rocks. -- *Transact. Am. Nucl. Soc., 15, p. 127.*

WAGNER G. A., REIMER G. M. & JÄGER E. (1977). -- Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the central alpes. -- *Memoir. 1st. Geol. Univ. Padova, 30, pp. 1-27.*

WAGNER G. A., GLEADOW A. J. W. & FITZGERALD P. G. (1989). -- The significance of the partial annealing zone in apatite fission track analysis: Projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. -- *Chemical Geology (Isoto. Geosci. Sect.), 79, pp. 295-305.*

YOUNG D. A. (1958). -- Etching of radiation damage in lithium fluoride. -- *Nature, 182, pp. 375-377.*

ZEITLER P. K. (1985). -- Cooling history of the NW himalaya, Pakistan. -- *Tectonics, Vol. 4, pp. 127-151.*

ZEITLER P. K., TAHIRKHELI R. A. K., NAESER C. W. & JOHNSON N. M. (1982). -- Unroofing history of suture of Pakistan by means of fission-track annealing ages. -- *Earth Planet. Sci. Lett., Vol.57, 227-240.*





## RESUME

Dans les apatites des roches plutoniques et métamorphiques, les Traces de Fission (TF) de l'Uranium 238 ne commencent à être enregistrées que lorsque la température ambiante est inférieure à environ 130°C. Elles sont conservées quantitativement lorsque cette température se situe au-dessous de 60-70°C. Nous avons utilisé cette propriété pour l'étude de l'histoire de refroidissement de deux massifs hercyniens: l'Argentera-Mercantour (Alpes Occidentales) et les Jebilet (Meseta Marocaine).

Après avoir, dans la première partie de ce travail, exposé l'état actuel de la datation par TF et discuté de ses applications et de ses limites pour les apatites, on expose les résultats d'un travail de calibration mené à partir d'irradiations dans trois réacteurs nucléaires: Mélusine (CEN-Grenoble), RHF (ILL-Grenoble) et Orphée (CEN-Saclay).

Dans l'Argentera, 16 échantillons ont été prélevés selon une transversale NW-SE. Les âges TF des apatites correspondantes montrent que le massif s'est refroidi au-dessous de 130°C à partir de 10 Ma et que son taux apparent de surrection-érosion entre 10 Ma et 2.8 Ma est resté sensiblement constant, de l'ordre de 0,15-0,20 mm/an. Entre 2,8 Ma et 0,3 Ma, ce taux est passé à  $0,6 \pm 0,1$  mm/an pour le flanc SW et  $0,9 \pm 0,2$  mm/an du côté NE, en accord avec les mouvements différentiels déjà mis en évidence par les données de la géologie.

Dans les Jebilet, les 7 échantillons étudiés présentent des âges TF concordants. Le début de l'enregistrement des traces, à  $186 \pm 6$  Ma, concorde avec l'âge de l'ouverture de l'Atlantique Central. Il implique un paléogradient géothermique, au Jurassique inférieur, de l'ordre de 55-60°C/km. Le dernier événement thermique enregistré dans ces minéraux est, à  $38 \pm 3$  Ma, la phase atlasique majeure.